



# Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis Les Aravis jusqu'à La région de Remollon). Alpes françaises

Jean-Pierre Gratier, Bernard Lejeune, Jean Louis Vergne

## ► To cite this version:

Jean-Pierre Gratier, Bernard Lejeune, Jean Louis Vergne. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis Les Aravis jusqu'à La région de Remollon). Alpes françaises. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1973. Français. NNT : . tel-00460985

**HAL Id: tel-00460985**

**<https://theses.hal.science/tel-00460985>**

Submitted on 3 Mar 2010

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Doctorat de 3<sup>e</sup> cycle

N° d'ordre

DOUBLE

205.142

1973

136/1 / 137/1 / 138/1

**THESE**

PRÉSENTÉE

À L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE

**GRENOBLE**

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3<sup>ème</sup> CYCLE

SPECIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Jean-Pierre GRATIER

Bernard LEJEUNE

Jean-Louis VERGNE

BIBLIOTHEQUE  
GRENOBLE - SCIENCES  
UNIVERSITAIRE

## ETUDE DES DEFORMATIONS

de la couverture et des bordures sédimentaires  
des massifs cristallins externes  
de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux  
(depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon)

Vol.1

SOUTENUE LE 30 Juin 1973 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

MM. R. BARBIER

Professeur

Président

J. DEBELMAS

Professeur

Examineur

P. VIALON

Maître de conférences

Rapporteur

M. DAYRE

Maître assistant

Examineur

B. POTY

Maître de recherche

Invité



BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE SCIENCES  
Ouvrage à rendre le :

14 MAI 1986

Doctorat de 3<sup>e</sup> cycle  
N° d'ordre

**THESE**

PRÉSENTÉE  
A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE  
**GRENOBLE**

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3<sup>ème</sup> CYCLE  
SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE  
MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE  
PAR

Jean-Pierre GRATIER

Bernard LEJEUNE

Jean-Louis VERGNE

BIBLIOTHEQUE  
GRENOBLE - SCIENCES  
UNIVERSITAIRE

## ETUDE DES DEFORMATIONS

de la couverture et des bordures sédimentaires  
des massifs cristallins externes  
de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux  
(depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon)

Vol.1

T.73/926

SOUTENUE LE 30 Juin 1973 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

MM.R.BARBIER	Professeur	Président
J.DEBELMAS	Professeur	Examineur
P.VIALON	Maitre de conférences	Rapporteur
M.DAYRE	Maitre assistant	Examineur
B.POTY	Maitre de recherche	Invité



0520279604

## AVANT - PROPOS

Cette étude a été entreprise par chacun de nous dans des régions différentes, puis nous avons été amenés, sur les conseils de Monsieur P. Vialon, à confronter nos résultats et à établir une synthèse pour l'ensemble des régions étudiées. Son enthousiasme et sa connaissance des Alpes ont contribué pour une grande part à cette synthèse. Nous avons été heureux de travailler en équipe avec lui, et nous tenons à le remercier tout particulièrement.

Nous sommes reconnaissants envers Monsieur M. Dayre avec qui nous avons envisagé d'une façon plus mécanique certains problèmes de déformation, ainsi qu'envers Monsieur B. Poty qui nous a accueilli à plusieurs reprises au C.R.P.G. à Nancy, et qui nous a utilement conseillé.

Nous remercions également nos Professeurs, Monsieur R. Barbier pour avoir bien voulu présider le jury, et Monsieur J. Debelmas pour y avoir participé en tant qu'examineur.



ORGANISATION DU TRAVAIL

ETUDE ET REDACTION COMMUNES

Chapitre I : Les objets structuraux. Définition. Utilisation.	p.1 à 24.
Chapitre IV: Etude microthermométrique des inclusions fluides des cristaux.	p.189 à 199.
Chapitre V : Modèle cinématique des déformations de l'ensemble des régions étudiées.	p.200 à 215.
Glossaire :	p.217 - 218.

ETUDES ET REDACTIONS PERSONNELLES

J.P. Gratier :

La couverture sédimentaire des massifs du Pelvoux et des Grandes Rousses :

Chapitre II-1- : Présentation des structures	p.27 à 72.
Chapitre III-2 : Interprétation	p.137 à 162.
Volume II : Cartes, coupes et diagrammes	p.253 à 278.

B. Lejeune :

La bordure occidentale du massif cristallin externe de Belledune :

Chapitre II-2- : Présentation des structures	p.73 à 89.
Chapitre III-1 : Interprétation	p.119 à 135.
Volume II : Cartes, coupes et diagrammes	p.229 à 251.

J.L. Vergne :

La couverture sédimentaire de la région de Remollon et la bordure méridionale du massif du Pelvoux :

Chapitre II-3 et 4 : Présentation des structures	p.91 à 115.
Chapitre III-3 et 4: Interprétation	p.163 à 187.
Volume II : Cartes, coupes et diagrammes	p.273 à 289.

TABLE DES MATIERES

VOLUME 1

Introduction

CHAPITRE I

LES OBJETS STRUCTURAUX - DEFINITION - UTILISATION

1 - LES PLIS, MODELES ANALOGIQUES

1-1- Plis par flexion (flexural folding).

1-1-1- Longueur d'onde des plis, apparition et évolution.

1-1-2- Etat de la déformation à l'intérieur des strates plissées.

1-1-3- Rapport entre le plissement et l'épaississement des couches.

1-1-4- Incidence de l'anisotropie sur la forme des plis.

1-2- Les plis passifs (passive folds).

2 - LA SCHISTOSITE

2-1- La schistosité de flux.

2-2- La schistosité de pli-fracture.

2-3- Liaison schistosité-plissement.

3 - MINERAUX ET FOSSILES DEFORMES

3-1- Déformation des minéraux.

3-2- Les ombres de pression (pressure shadow).

3-3- Les Bélemnites tronçonnées.

3-4- Les Ammonites déformées.



#### 4 - DIACLASES, FENTES D'EXTENSION EN ECHELONS, BOUDINAGE

4-1- Diaclases.

4-2- Fentes d'extension en échelons.

4-3- Le boudinage.

#### 5 - LES FAILLES

### CHAPITRE II

#### PRESENTATION DES STRUCTURES

#### 1 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES MASSIFS DU PELVOUX ET DES GRANDES ROUSSES

1-1- Présentation géologique.

1-2- Les plis P2 à schistosité S2 de plan axial vertical et les structures associées.

1-2-1- Le plongement des axes (b) des plis.

1-2-2- Description de la schistosité de flux S2

1-2-3- Etude de la contraction apparente perpendiculaire aux plans axiaux des plis P2.

1-2-4- Les fentes d'extension et les boudins.

1- Le remplissage de Calcite dans les plans de schistosité des bancs compétents.

2- Les boudins de stratification.

3- Le remplissage calciteux dans les joints de stratification.

4- Les fentes d'extensions en échelons.

5- Les diaclases (ou fentes d'extension).

1-3- Les plis P3, la schistosité de pli-fracture S3, les structures synchrones ou postérieures.

- Région d'Huez

- Villard Notre Dame - Pic du col d'Ormon

- Côte Belle

- Aiguilles de Morges - Villar Loubière

1-4- Les failles méridiennes à mouvement vertical et contraction perpendiculaire.

1-4-1- Les failles méridiennes à mouvement vertical obliques à la schistosité S2.

1-4-2- Les failles méridiennes à mouvement parallèle à la schistosité S2.

1-5- Le déversement des plis P2 à schistosité S2.

1-5-1- Les plis P2 couchés ou déversés.

1-5-2- Les principaux chevauchements de socle sur la couverture.

1-5-3- Les structures des zones intermédiaires entre S2 droite et S2 déversée.

1-6- Les décrochements.

1-6-1- Décrochements Nord 40 à 70° dextres et sénestres

1-6-2- Décrochements Nord 110 à 120° sénestres

1-6-3- Décrochements Nord 160° dextres

1-6-4- Décrochements dans la zone de failles méridiennes entre l'Est de Prégentil et l'Ouest du Petit Renaud.

1-6-5- Décrochements dans le granite du Rochail

#### 2 - LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE BELLEDONNE

2-1- Présentation de la région.

2-2- Les grandes lignes de la structure.

- Le Jurassique moyen

- Le Jurassique supérieur

2-3- La schistosité S2 et les déformations liées.

2-3-1- La région de Mens à Vif.

2-3-2- Le Grésivaudan Sud.

2-3-3- Le Grésivaudan Nord.

2-3-4- Les Aravis.

2-4- Structures liées à la phase de schistosité S3.

2-4-1- La région de Mens à Albertville.

2-5- La fracturation.

#### 3 - COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA REGION DE REMOLLON

3-1- Introduction.

3-1-1- Géographie.

3-1-2- Géologie.



### 3-2- Stratification.

#### 3-2-1- Ceinture du Dogger

- 1- Pli de la Saulce
- 2- Ondulation et variation locales d'attitude de la stratification
- 3- Plis au sein des alternances du Dogger
  - 1) Au Nord de Lettret
  - 2) Affleurement de Montgardin

#### 3-2-2- Coeur du bombement

### 3-3- Schistosité.

#### 3-3-1- Définition, description

- #### 3-3-2- Carte de la schistosité
- 1) Homogénéité apparente
  - 2) Points de détail

#### 3-3-3- Réfraction, attitude de la schistosité

- 1- Zone de la Saulce.
- 2- Ceinture du Dogger.

### 3-4- Linéation (b).

#### 3-4-1- Plongement de la linéation (b)

#### 3-4-2- Direction de la linéation (b)

### 3-5- Allongements.

#### 3-5-1- Ombres de pression

#### 3-5-2- Bélemnites tronçonnées

#### 3-5-3- Ammonites déformées

#### 3-5-4- Etirements de minéraux

### 3-6- Les diaclases.

#### 3-6-1- Réseau perpendiculaire à la linéation (b)

#### 3-6-2- Réseau Nord 0° à Nord 30° penté vers l'Est de 50 à 80°.

#### 3-6-3- Réseau Nord 110° à Nord 140° penté vers le Sud-Ouest de 70 à 90°

### 3-7- Les failles.

## 4 - LA BORDURE MERIDIONALE DU PELVOUX

### 4-1- Présentation régionale.

### 4-2- Déformations liées à la schistosité S2.

#### 4-2-1- Description de la schistosité S2

#### 4-2-2- Attitudes des plis P2, de la schistosité S2 et des structures liées

- 1) Synclinal de Morges
- 2) Synclinal de Méollion
- 3) Bordure Sud du massif cristallin du Pelvoux
- 4) Zone du front des nappes de chevauchement entre Pelvoux et Remollon

### 4-3- Déformations liées à la schistosité S3.

#### 4-3-1- Description de la schistosité S3

#### 4-3-2- Attitude de la schistosité de pli-fracture S3

- #### 4-3-3-
- 1) Synclinal des Aiguilles de Morges
  - 2) Synclinal de Méollion.

## CHAPITRE III

## INTERPRETATION DES STRUCTURES

## 1 - LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE BELLEDONNE

### 1-1- Structure de référence S2.

### 1-2- Les déformations affectant S2 : la phase P3.

#### 1-2-1- La région du Sud-Ouest des massifs cristallins, de Mens à Vif.

- #### 1-2-2- Le Grésivaudan méridional
- la schistosité
  - les failles sénestres

#### 1-2-3- La zone du Grésivaudan Nord, et les Aravis

#### 1-2-4- Conclusion

### 1-3- Les déformations P2-S2.

#### 1-3-1- La bordure Sud-Ouest des massifs cristallins

#### 1-3-2- Le Grésivaudan Sud

#### 1-3-3- La région d'Albertville

#### 1-3-4- Le Bajocien des Aravis.

### Résumé.

## 2 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES MASSIFS DU PELVOUX ET DES GRANDES ROUSSES

### 2-1- Les associations de structures traduisant une déformation postérieure à la schistosité de flux S2.



- 2-1-1- La schistosité de pli-fracture S3 et les failles méridiennes dans la région Nord-Ouest.
- 2-1-2- La schistosité de pli-fracture S3 et les structures synchrones ou postérieures dans la région Sud.
- 2-1-3- Les décrochements et les déversements synchrones dans la région Sud.
- 2-1-4- Les décrochements et les déversements synchrones dans la région Nord-Ouest.
- 2-1-5- Résumé et conclusion sur les déformations postérieures à la schistosité S2, reconstitution de l'état déformé lors de la formation de la schistosité S2.
- 2-2- Les structures témoignant des déformations antérieures à la formation de la schistosité S2.
- 2-3- Résumé de l'ensemble des déformations étudiées.

### 3 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA REGION DE REMOLLON

- 3-1- Introduction.
- 3-2- Mise en évidence du pli de Remollon.
  - 3-2-1- Position de la stratification
  - 3-2-2- Pli de la Saulce
  - 3-2-3- Schistosité, réfraction et position par rapport à la stratification
  - 3-2-4- Pjis d'entraînement
  - 3-2-5- Attitude de la linéation (b)
    - 1- Plongement de (b)
    - 2- Variations de direction de la ligne (b).
  - 3-2-6- Conclusion
- 3-3- Déformation postérieure au plis de Remollon ou déformation discontinue.
  - 3-3-1- Dispersion de l'axe (b) au Nord-Est de la Saulce
  - 3-3-2- Déformation du pli de Remollon
- 3-4- Diaclases et failles.
  - 3-4-1- Les diaclases
    - 1- Réseau perpendiculaire à (b)
    - 2- Réseau Nord 0 à 30° penté vers l'Est de 50 à 80°
    - 3- Réseau Nord 110 à 140° penté vers le Sud-Ouest de 70 à 90°
  - 3-4-2- Les failles
- 3-5- Conclusion.

### 4 - MISE EN EVIDENCE DU HIATUS SUD-PELVOUSIEN

- 4-1- Schistosité S2 de référence.
- 4-2- Schistosité S3 .
- 4-3- Décrochement profond.
- 4-4- Conclusion.

### CHAPITRE IV

#### ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE DES INCLUSIONS FLUIDES DES CRISTAUX

- 1 - PRESENTATION DES MESURES
- 2 - INTERPRETATION DES RESULTATS

- 2-1- Teneur en sels dissous.
- 2-2- Densités.
- 2-3- Température et pression de formation des fentes.
- 2-4- Interprétation des résultats dans leur contexte géologique.
- 2-5- Conclusion.

### CHAPITRE V

#### MODELE CINEMATIQUE DES DEFORMATIONS DE L'ENSEMBLE DES REGIONS ETUDIEES

- 1 - SUCCESSION DES DEFORMATIONS DANS LA COUVERTURE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES DE BELLEDONNE, DU PELVOUX ET DES GRANDES ROUSSES
- 1-1- Stade de déformation 1
- 1-2- Stade de déformation 2
- 1-3- Stade de déformation 3

2 - INTERPRETATION, ET MODELE CINEMATIQUE DES DEFORMATIONS

- 2-1- Les accidents de type cévenol dans le socle alpin.
- 2-2- Le modèle jurassien de Pavoni-Laubscher-Kiraly.
- 2-3- Modèle cinématique des déformations des régions étudiées.

3 - CONSEQUENCES ET RELATIONS AVEC LES DEFORMATIONS CONNUES DANS LES ALPES

Bibliographie.

/ VOLUME 2 /

I - LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE BELLEDONNE

(Dessins de B. Lejeune)

- Diagrammes synthétiques.
- 4 cartes de la bordure du massif de Belledonne :
  - Stratification
  - Schistosité
  - Linéations
  - Diaclases
- 4 cartes du Bajocien des Aravis :
  - Stratification
  - Schistosité
  - Linéations
  - Diaclases
- Coupes interprétatives entre le Grésivaudan et la chaîne de Belledonne.
- 3 planches de profils du Bajocien des Aravis.

II - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES MASSIFS DU PELVOUX ET DES GRANDES ROUSSES

(Dessins de J.P. Gratier)

- Diagrammes synthétiques.
- 5 Cartes :
  - Stratification et plis
  - Schistosité
  - Linéations
  - Diaclases et failles
  - Limite socle-couverture sédimentaire

- Carte de situation des coupes.
- 5 planches de coupes transversales du synclinal de Bourg d'Oisans.
- Planches de coupe longitudinale du synclinal de Bourg d'Oisans.

III - COUVERTURE ET BORDURE MERIDIONALES DU MASSIF DU PELVOUX

(Dessins de J.P. Gratier et J.L. Vergne)

- 4 cartes :
  - Stratification et plis
  - Schistosité
  - Linéations
  - Diaclases et failles.

IV - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA REGION DE REMOLLON

(Dessins de J.L. Vergne)

- Diagrammes synthétiques.
- 4 cartes :
  - Stratification
  - Schistosité
  - Linéations
  - Diaclases



L'étude suivante a été effectuée dans les terrains sédimentaires constituant la couverture ou la bordure occidentale et méridionale des massifs cristallins externes, depuis le seuil de Megève jusqu'à la région de Remollon, ainsi que la couverture des massifs des Grandes Rousses et du Pelvoux.

L'ensemble de ces régions, s'étendant du Nord au Sud sur une distance de 200 km, présente néanmoins une grande homogénéité. En effet, tous les faciès typiquement dauphinois de ces régions possèdent au moins un clivage schisteux très dense. Les roches ainsi clivées sont essentiellement des calcaires argileux du Lias, Dogger et de la base du Malm.

Les études stratigraphiques antérieures ont mis en évidence des variations de lithologie et d'épaisseur qui, selon les auteurs, sont la règle dans cette zone appartenant à l'avant-fosse dauphinoise des Alpes occidentales. Ces études ont permis de reconstituer une paléogéographie assez complexe de ce bassin où la subsidence constante durant la période considérée est cependant affectée par un certain nombre d'accalmies dans le temps et dans l'espace. Ces reconstitutions paléogéographiques seront en partie utilisées lors de l'essai de synthèse final.

Notre étude a consisté en une analyse des témoins de la déformation : plis, schistosité, diaclases, failles, microstructures et fossiles déformés, qui, dans certains cas, nous ont permis d'obtenir des taux de déformation, ceci afin d'essayer de comprendre la cinématique des déformations alpines de la zone externe.

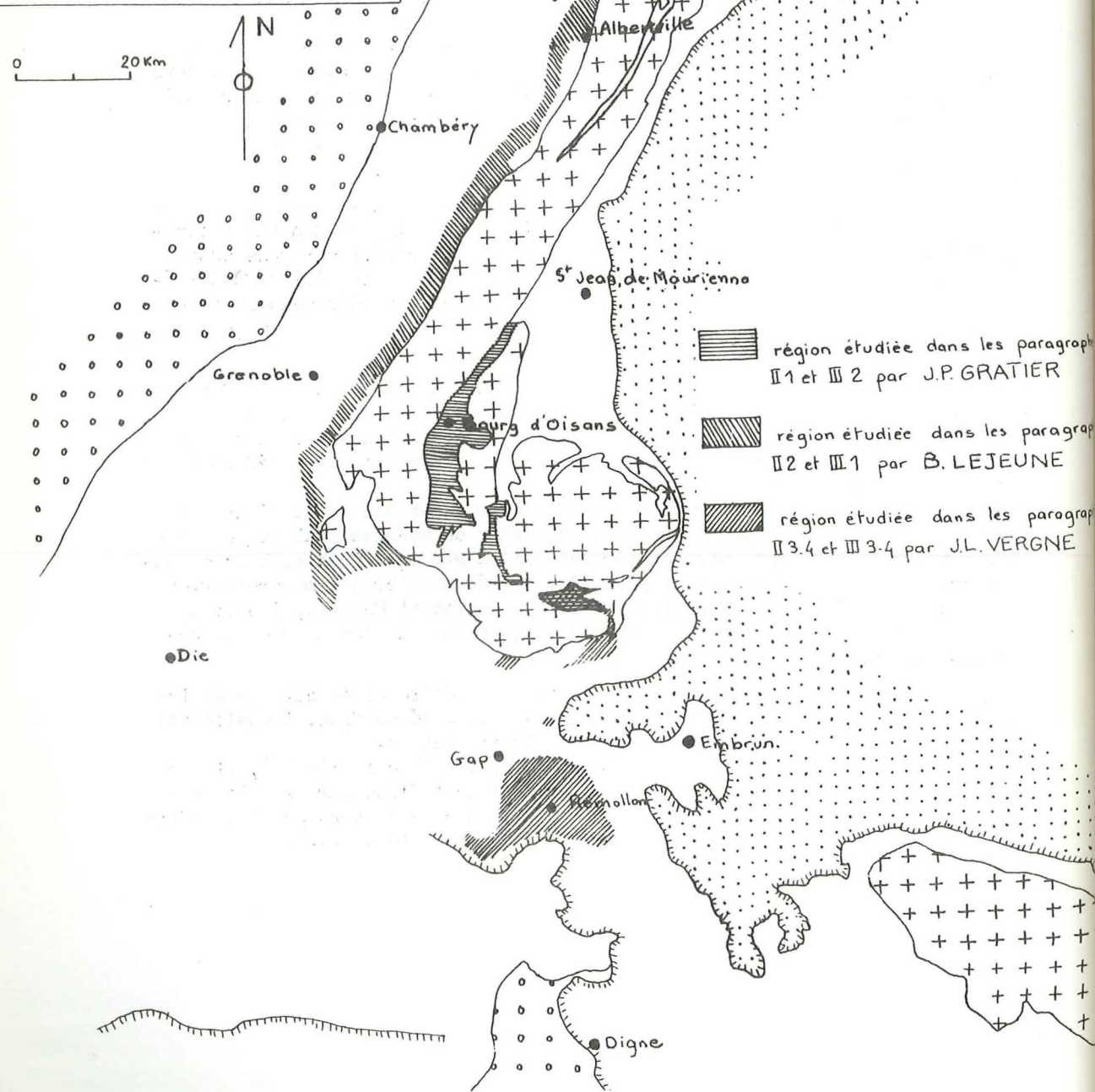
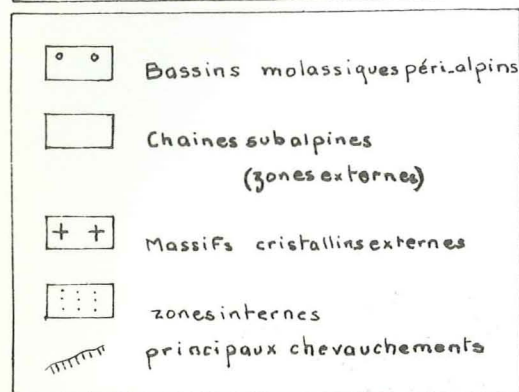
Pour cela, nous avons été amenés à utiliser des indications sur les mécanismes de déformation, obtenus à partir de modèles analogiques, expérimentaux ou mathématiques, ou par des essais sur matériaux rocheux en laboratoire. Nous avons également pu, grâce à l'étude microthermobarométrique des inclusions fluides des minéraux tels que Quartz et Calcite, donner des indications sur les conditions thermodynamiques qui ont accompagné la succession des déformations.

Nous avons utilisé comme structure de référence le clivage schisteux régional qui est essentiellement une schistosité de flux, laquelle est souvent un guide meilleur que le plan de stratification.

L'attitude de cette schistosité (S2, liée à des plis P2), et les différentes marques qu'elle porte, nous renseignent d'une part sur les déformations qui lui sont antérieures (plis P1) et d'autre part sur les déformations qui lui sont postérieures (plis P3, schistosité S3 ...).



# CARTE de situation des régions étudiées

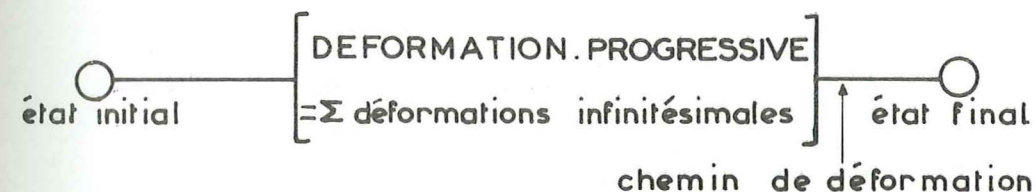


région étudiée dans les paragraphes II 1 et III 2 par J.P. GRATIER  
 région étudiée dans les paragraphes II 2 et III 1 par B. LEJEUNE  
 région étudiée dans les paragraphes II 3.4 et III 3.4 par J.L. VERGNE

## CHAPITRE I

### LES OBJETS STRUCTURAUX - DEFINITION - UTILISATION

L'objet structural sera défini comme étant un témoin de la déformation, et pourra être un corps déformé (fossile, minéral, strate boudinée, etc ...), ou une structure géologique (pli, schistosité, faille, diacalse, etc ...). Cet objet structural a une histoire complexe, qui le fait passer d'un état initial non déformé à un état final qui est seul observé par le géologue sur le terrain, et qui est la somme de toutes les déformations infinitésimales.



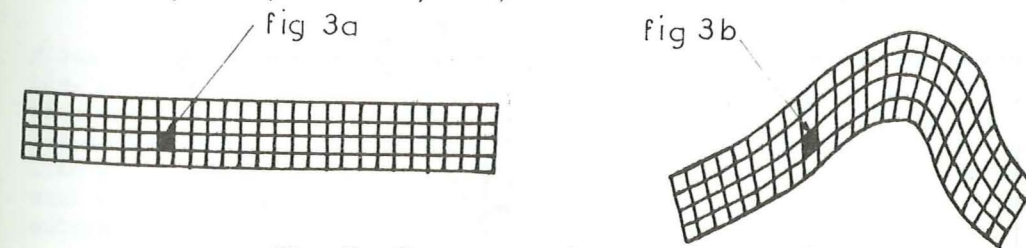
- Fig. 2 - Schéma de la déformation progressive.

#### - Le matériau

Dans la nature, les matériaux sont hétérogènes, mais nous raisonnerons souvent comme s'ils étaient homogènes, en définissant un degré d'homogénéité. Les déformations ne seront donc comparables qu'à des échelles correspondantes. Par exemple, pour l'étude des plis, nous considérerons une strate comme étant homogène, ce qui ne sera plus le cas lors de l'étude de la déformation des minéraux dans cette même strate.

#### - La déformation

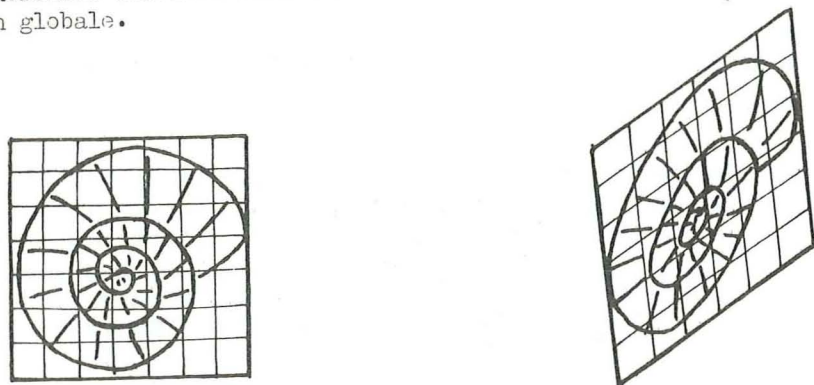
En général, la déformation naturelle des roches est inhomogène (voir Fig. 3), mais une telle déformation progressive n'est étudiable qu'avec des moyens mathématiques puissants (éléments finis) qui n'ont jusqu'à présent été utilisés que pour des modèles analogiques (J.G Ramsay et R.H Graham, 1971 ; B.E Hobbs, 1971).



- Fig. 3 - Exemple de déformation inhomogène.



En ce qui concerne l'étude, sur le terrain, de la déformation naturelle, on divise l'ensemble déformé (inhomogènement) en éléments dont la déformation est considérée comme étant homogène (Fig. 4). L'analyse des objets déformés contenus dans ces éléments contribue à la mesure de la déformation globale.



- Fig. 4 - Exemple de déformation homogène.

#### - Mesure de la déformation

Pour désigner les directions des axes principaux de la déformation finie on adopte la notation : X, Y, Z, où :

- X est la direction d'extension majeure
- Y est la direction d'extension mineure
- Z est la direction d'extension intermédiaire.

Lorsque nous considérerons différents systèmes d'axes de déformation finie, à des échelles différentes, nous utiliserons X', Y', Z' ou X'', Y'', Z'' ..., l'indice étant d'autant plus grand que l'échelle de déformation est petite.

En ce qui concerne la mesure de l'intensité d'une déformation extensive, on utilise l'extension  $e$  dans une direction donnée :

$$e = \frac{l_1 - l_0}{l_0} \quad \text{où } l_1 = \text{longueur après déformation}$$

$$l_0 = \text{longueur avant déformation}$$

Ce rapport peut avoir des valeurs positives ou négatives. La convention suivante a été choisie :

si  $e > 0$  : on l'appelle allongement

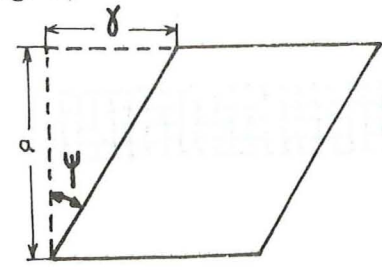
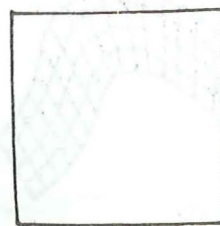
si  $e < 0$  : on l'appelle contraction

$$\text{On utilise aussi } \sqrt{\lambda} = (1 + e)^2 = \left(\frac{l_1}{l_0}\right)^2$$

Pour mesurer une déformation cisailante  $\gamma$ , on définit un cisaillement angulaire  $\psi$  tel que :

$$\gamma = (\tan \psi) \cdot a$$

(Fig. 5)



- Fig. 5 - Signification des termes  $\gamma$  et  $\psi$  dans une déformation de cisaillement

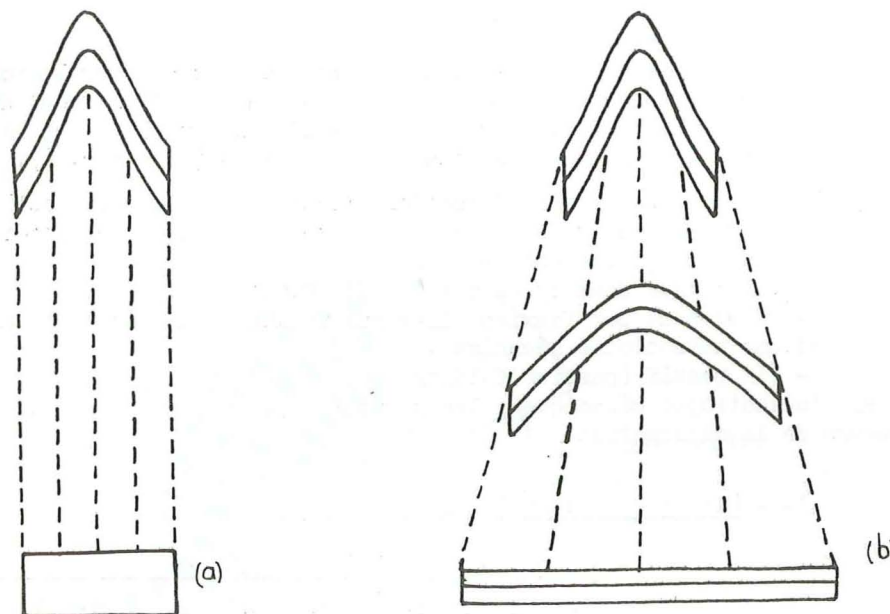
#### - Remarques sur l'utilisation des objets structuraux

##### - Déformation rotationnelle :

Il faut souligner que la direction des axes et l'intensité de la déformation, déduites de l'analyse des objets structuraux, représentent l'état de déformation à un certain moment de son histoire. Par exemple, dans le cas d'une déformation rotationnelle (succession de déformations infinitésimales de direction d'axe et d'intensité différentes), différents objets structuraux auront des états de déformation finale différents (J.G Ramsay, 1967 ; Masson, 1971). Cela peut constituer une approche de la cinématique de cette déformation progressive.

##### - Chemin de la déformation :

On peut classer les plis en fonction de leur géométrie, mais un pli semblable peut se former de plusieurs façons, et seules les déformations déduites de l'analyse des objets microstructuraux nous permettent de dire s'il y a eu ou non contraction.



- Fig. 6 - Pli semblable - en a avec contraction  
- en b sans contraction

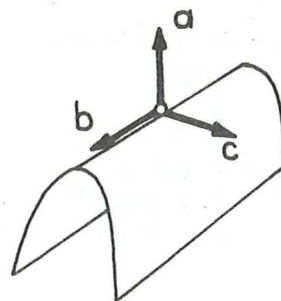
Nous allons maintenant étudier successivement les différents objets structuraux, leurs mécanismes de déformation et leur utilisation en tant que témoins de la déformation. L'ordre de présentation n'a pas de signification par rapport à notre méthode de travail, puisqu'il est nécessaire de considérer les déformations à toutes les échelles.

Les plis sont des objets structuraux très importants dans les régions étudiées, et presque tous les autres objets peuvent leur être rapportés. Les mécanismes de formation des plis sont très variés, mais ils ont été bien étudiés du point de vue théorique et expérimental. Nous allons présenter succinctement ces modèles analogiques, puis la schistosité généralement liée à ces plis, les microstructures (fossiles et minéraux déformés) traduisant souvent la déformation dans le plan de clivage schisteux et enfin les autres structures telles que les diaclases, les boudinages, les failles.



# 1 - LES PLIS, MODELES ANALOGIQUES

Nous repèrerons les plis d'après leurs axes géométriques comme l'illustre la Fig. 7.



- Fig. 7 - Axes géométriques des plis

La classification géométrique des plis est fondée sur la forme du profil perpendiculaire à l'axe b et sur la variation d'épaisseur des strates le long de ce profil. Mais comme nous l'avons vu, la forme ne suffit pas, il faut tenir compte des mécanismes internes (voir Fig. 6).

Si l'on considère une formation stratifiée homogène, c'est l'anisotropie et les viscosités relatives entre les couches qui déterminent le mécanisme de plissement.

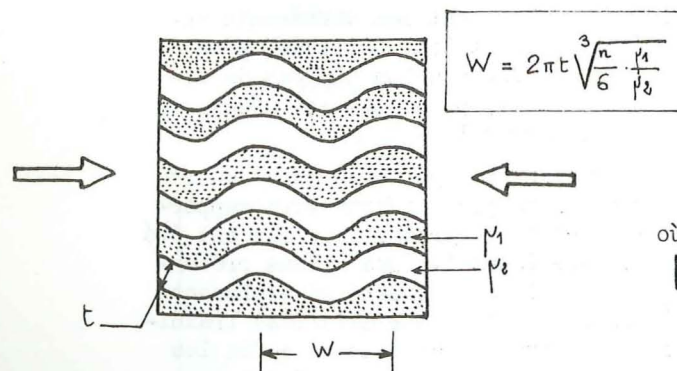
On distingue deux types extrêmes de mécanisme :

- Plissement par flexion (flexural folding) qui nécessite une contraction et une anisotropie mécanique.
- Pli passif (passive folding) qui ne nécessite pas de contraction ni d'anisotropie mécanique : les strates n'interviennent que comme marqueurs de la déformation.

## 1-1- Plis par flexion (flexural folding)

### 1-1-1- Longueur d'onde des plis, apparition et évolution.

Les travaux de Biot et Ramberg permettent, en se fixant l'épaisseur initiale des couches et leurs viscosités respectives, de déterminer la longueur d'onde initiale d'instabilité, c'est-à-dire celle des premières ondulations, qui apparaît et évolue le plus facilement (dominant wavelength).



- Fig. - 8 - Définition des termes permettant le calcul de la longueur d'onde initiale d'instabilité (dominant wavelength)

En analysant la formule, on voit que la longueur d'onde initiale des plis est fonction de la géométrie et des propriétés mécaniques des strates, mais est indépendante de la valeur de la contrainte.

Lorsque la contraction augmente, l'amplitude du pli croît de façon explosive (Biot, Chapplé, 1968).

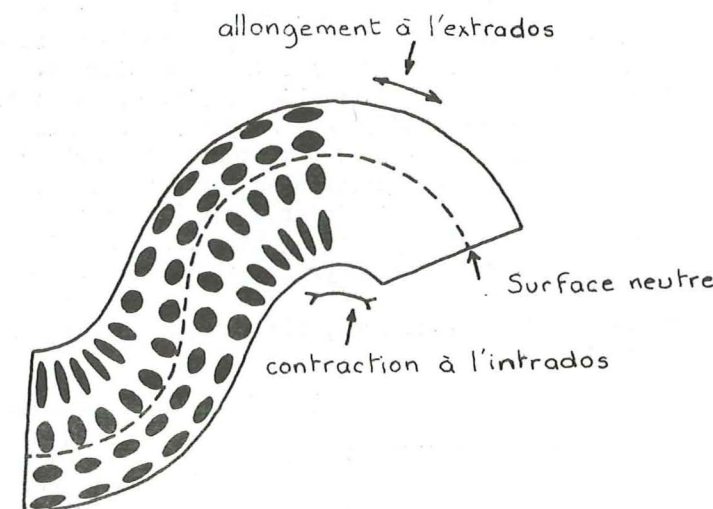
## 1-1-2- Etat de la déformation à l'intérieur des strates plissées.

Les matériaux stratifiés plissés ont subi des déformations internes variables qui résultent du processus de plissement. Les schémas suivants représentent la répartition de ces déformations.

- Déformation par extension parallèle aux strates (tangential longitudinal strain).

C'est le type de déformation interne communément développé à l'intérieur d'un banc isolé plissé où les axes principaux de la déformation sont orientés tangentielle et perpendiculairement à la surface du banc.

A l'intérieur de la couche, on trouve une surface appelée surface neutre le long de laquelle l'extension est nulle. En coupe transversale, on note un allongement parallèle aux limites de couches à l'extrados, et une contraction parallèle aux limites de couches à l'intrados du pli.



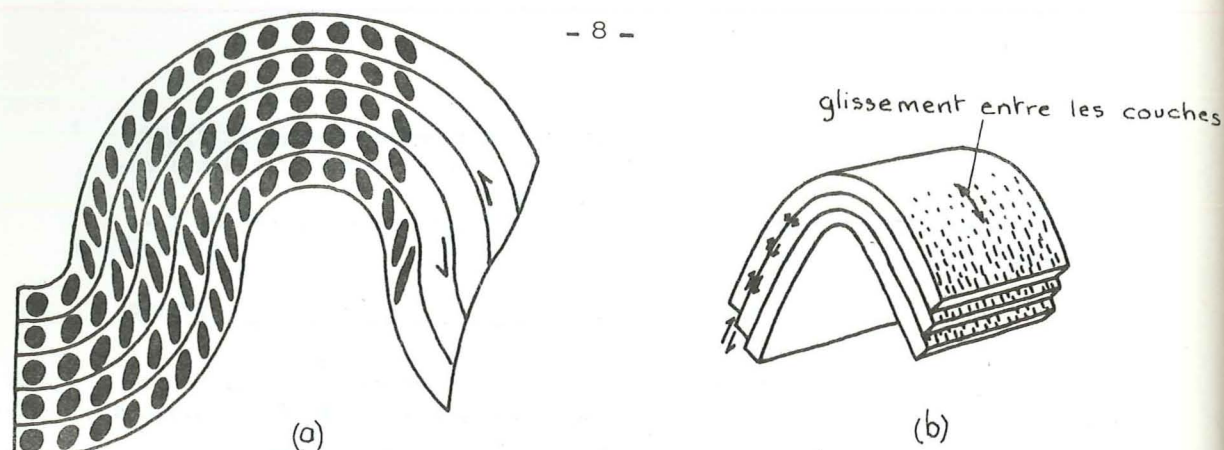
- Fig. 9 - Déformation par extension parallèle aux strates (d'après Ramsay, 1967).

- Déformation par cisaillement parallèle aux strates.

De nombreuses roches sédimentaires montrent une alternance de couches et cette stratification contrôle fréquemment le type de déformation interne durant le plissement.

Il y a cisaillement à l'intérieur et entre les strates. Dans le premier cas, on parle de plis par flexion et écoulement (flexural flow) (Fig. 10a) et dans le deuxième cas de plis par flexion et glissement (flexural slip) (Fig. 10b).





- Fig. 10 - Déformation par cisaillement parallèle aux strates (d'après Ramsay, 1967).  
a - pli par flexion et écoulement  
b - pli par flexion et glissement

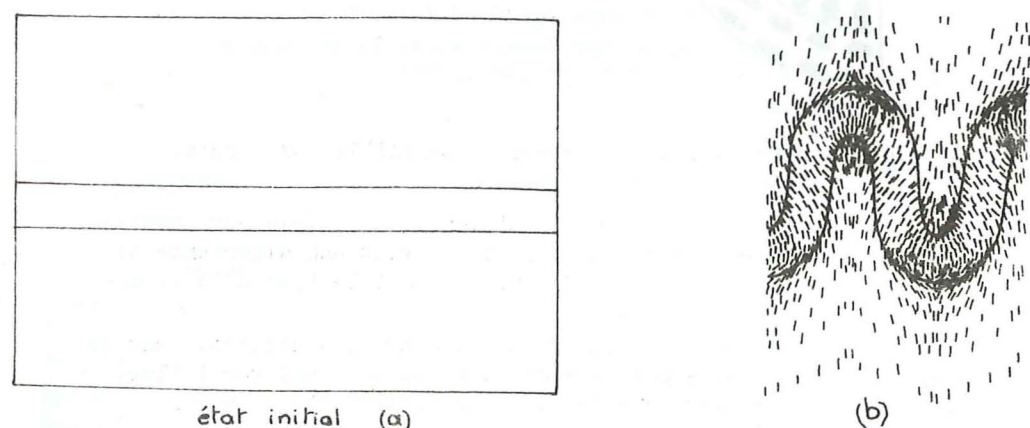
En général, les couches plissées subissent une déformation interne qui est une combinaison des types de déformation décrits précédemment.

#### 1-1-3- Rapport entre le plissement et l'épaississement des couches.

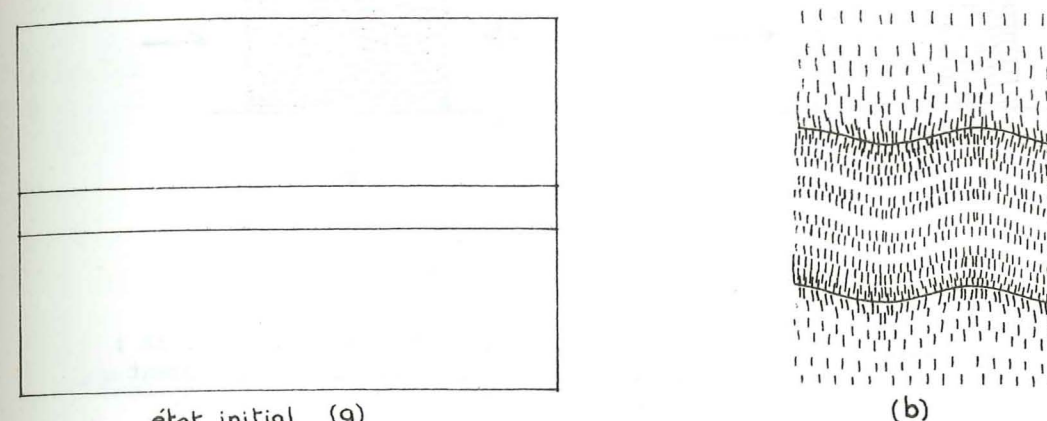
La formation des plis peut s'accompagner d'une déformation homogène, traduite par un épaississement des couches, postérieure ou contemporaine du plissement, ce qui est souvent difficile à distinguer.

Lors d'une compression d'un ensemble stratifié, la contraction peut se traduire à la fois par un plissement et par un épaississement des couches. J.H Dieterich et F.A Onat (1969) ont étudié l'importance relative de ces deux types de déformation en fonction du rapport des viscosités entre un banc et une matrice de viscosité inférieure. Ils utilisent la méthode des éléments finis avec un maillage triangulaire, et en déduisent la répartition tout au long de la déformation progressive des ellipses de déformation et de contrainte.

Selon le rapport des viscosités, ils obtiennent les deux modèles suivants (fig. 11 et fig. 12).



- Fig. 11 - Premier modèle avec 100 % de contraction (b). Les traits sont parallèles à la direction d'allongement maximal.  $\frac{L_1}{L_2} = 42,1$  (d'après J.H Dieterich, 1969).



- Fig. 12 - Deuxième modèle avec aussi 100 % de contraction (b). Les traits sont parallèles à la direction d'allongement maximal.  $\frac{L_1}{L_2} = 5,2$  (d'après J.H Dieterich, 1969).

Par comparaison avec le paragraphe précédent sur l'état de la déformation à l'intérieur des strates plissées, on remarque que dans le premier modèle (Fig. 11), la déformation se fait essentiellement par plissement et par extension parallèle aux couches, alors que dans le deuxième modèle (Fig. 12), la déformation se fait essentiellement par épaississement des couches et par flexion et écoulement.

On remarque que l'évaluation de la longueur initiale de la couche avant contraction ne peut être faite par déroulement des plis que lorsqu'il n'y a pas épaississement des couches, ce qui n'est pas toujours le cas sur les terrains étudiés.

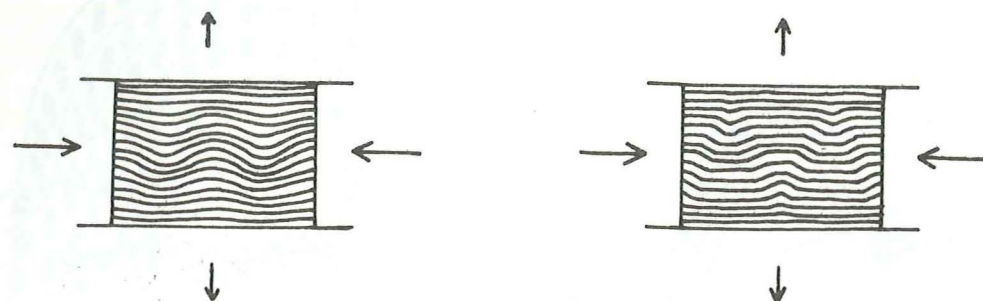
#### 1-1-4- Incidence de l'anisotropie sur la forme des plis.

Cobbold, Cosgrove et Summers (1971), à partir de modèles théoriques et expérimentaux, ont défini les conditions d'apparitions respectives des kink-bands et des plis en boucle. Ils raisonnent sur des matériaux homogènes et anisotropes, en admettant, par exemple, qu'une alternance de bancs de viscosités différentes peut être considérée comme telle.

Leurs modèles sont constitués par un empilement de matériaux de viscosités différentes, comprimé entre deux pistons plans parallèles (compression parallèle à la contraction), avec possibilité d'extension perpendiculaire à la compression.

Ils en déduisent que les plis en boucle et les kink-bands sont les termes extrêmes d'un même mécanisme, la forme des plis dépendant de l'anisotropie et de son orientation par rapport aux contraintes.

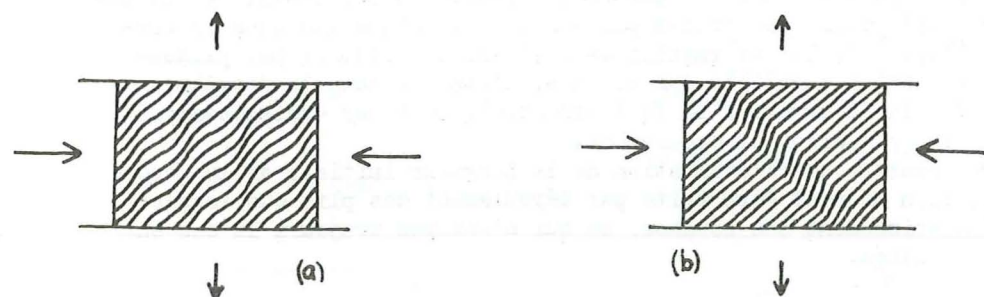




- Fig. 13 - Influence de l'anisotropie sur la forme des plis ; la contraction est parallèle au plan d'empilement (d'après Cobbold, Cosgrove et Summers ; 1971).

On note que dans le cas de kink-bands, le plan axial des plis n'est pas perpendiculaire à la contraction. Dans la nature, la forme des plis est intermédiaire entre ces deux cas.

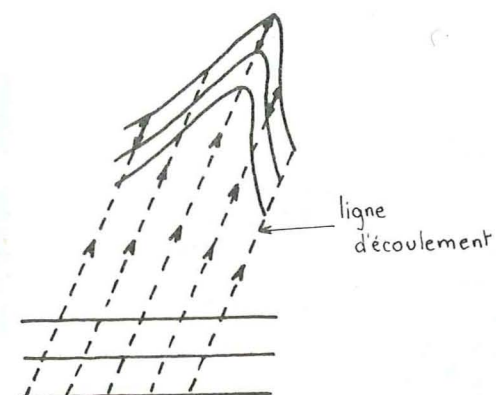
Dans le cas où la direction de la compression est oblique par rapport au plan de l'empilement, Cobbold, Cosgrove et Summers obtiennent les schémas suivants (Fig. 14). On voit qu'il n'y a plus qu'une seule direction de kink-bands dans le cas d'une forte anisotropie (Fig. 14b) et, dans le cas de la faible anisotropie l'alignement des flancs pourrait constituer un plan de faiblesse subperpendiculaire à la contraction (Fig. 14a).



- Fig. 14 - Influence de l'anisotropie sur la forme des plis ; la contraction est à 45° du plan de l'empilement (d'après Cobbold, Cosgrove et Summers ; 1971).

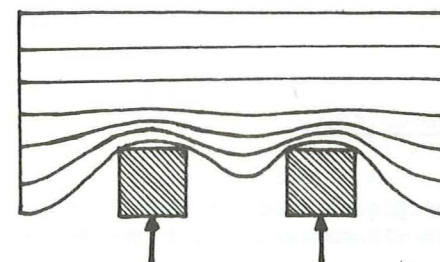
## 1- 2- Les plis passifs (passive folds)

Ces plis peuvent apparaître par exemple par translation différentielle due à une déformation de cisaillement hétérogène. On obtient un pli semblable, où l'épaisseur des bancs reste constante dans la direction de translation (Fig. 15).



- Fig. 15 - Pli passif produit par déformation de cisaillement hétérogène

Ce mécanisme idéal est difficile à concevoir dans la nature. Ramberg (1963) a montré qu'il est possible d'obtenir de véritables plis passifs qui ne sont pas forcément des plis semblables (Fig. 16).



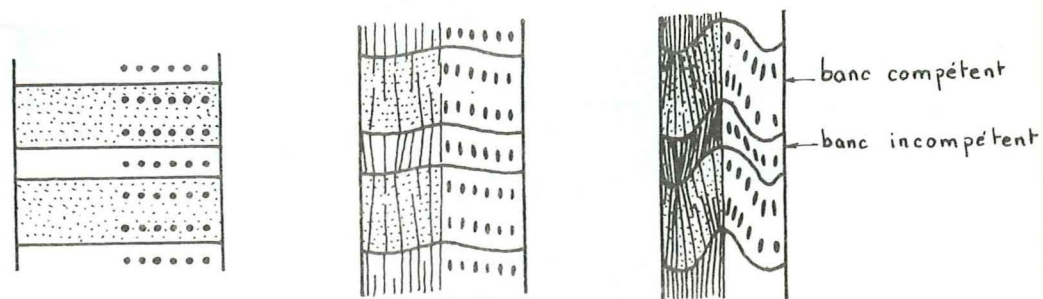
- Fig. 16 - Création de plis passifs dans un modèle théorique où un matériau visqueux est déformé par des corps rigides. (d'après Ramberg, 1963).

Un pli passif pourra cependant subir une contraction due à une déformation homogène postérieure au plissement.

## 2 - LA SCHISTOSITE

Sur l'affleurement, la schistosité se présente comme une discontinuité planaire en éventail convergent ou divergent, ces termes étant employés selon une convention définie par la fig. 17.





- Fig. 17 - Pli à schistosité en éventail. (d'après Ramsay, 1967).  
- convergent dans les bancs compétents  
- divergent dans les bancs incompétents

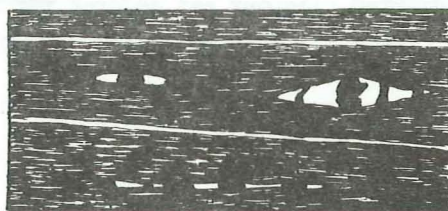
La réfraction est le changement d'attitude de la schistosité au passage entre deux strates de comportements mécaniques différents.

Nous allons voir successivement deux types de schistosité bien développés sur les terrains étudiés : la schistosité de flux, et la schistosité de pli-fracture.

#### 2-1- La schistosité de flux.

Description :

A l'échelle macroscopique la schistosité de flux apparaît comme un feuilletage très dense. Au microscope on voit une réorientation ou une recristallisation des minéraux parallèlement à ce plan (Fig. 18).



- Fig. 18 - Dessin d'une lame mince faite dans un matériau montrant une schistosité de flux.

Interprétation :

L'étude des objets déformés tels que Ammonites, Bellemnites tronçonnées, ombres de pression, nous montre que l'on peut considérer le plan de schistosité de flux comme étant perpendiculaire à l'axe de contraction maximale finie. Dans certains cas, grâce aux ombres de pression (Fig. 29), on peut voir qu'il y a également du cisaillement parallèlement à ces plans.

#### 2-2- La schistosité de pli-fracture.

Description :

Sur l'affleurement, elle apparaît comme un feuilletage moins dense que celui de la schistosité de flux. Les flancs de séparation des microlithons sont des flancs étirés de microplis-failles symétriques à la charnière du grand pli (Fig. 19) ou dissymétriques dans les flancs de ce grand pli (Fig. 20).



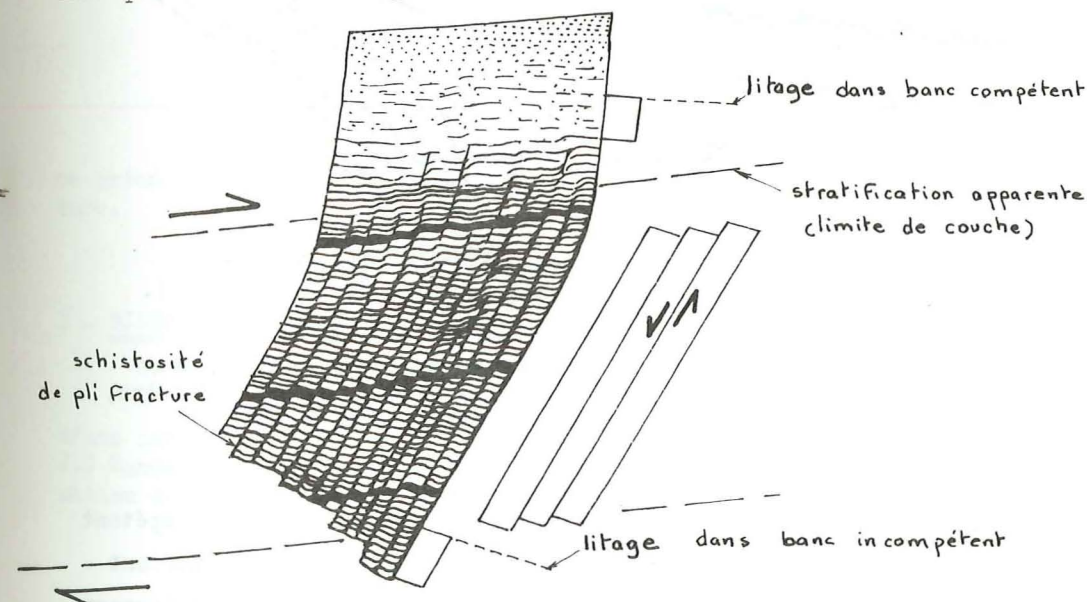
- Fig. 19 - Schistosité de plis-fractures symétriques.



- Fig. 20 - Schistosité de plis-fractures dissymétriques.

Interprétation :

Comme on peut le voir sur la Fig. 21, le plan de schistosité est un plan de glissement entre les microlithons. Le repère constitué par le litage des bancs incompétents (stratification ou schistosité de flux) nous montre qu'il y a à la fois rotation des microlithons et cisaillement simple à l'intérieur de ces microlithons. Le glissement est d'autant plus important que la rotation est grande.



- Fig. 21 - Echantillon avec schistosité de pli-fracture (Bourg d'Oisans - voir situation dans le chapitre II).



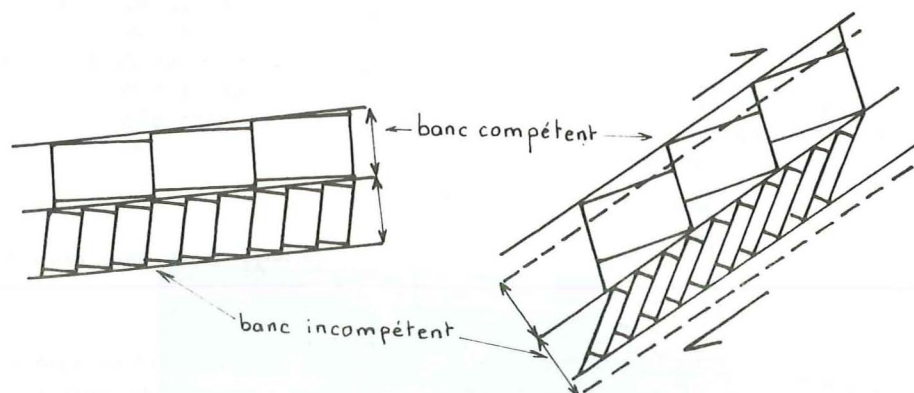
La densité de cette schistosité est fonction de la longueur d'onde des microplis, qui est elle-même fonction de la géométrie et des propriétés mécaniques du litage (cf paragraphe sur les plis). Cette densité sera donc plus forte dans les bancs incompétents, généralement plus finement lités que les bancs compétents, surtout s'il y a eu auparavant une schistosité de flux. Nous avons vu également lors de l'étude des plis (Cobbold, Cosgrove et Summers ; 1971), l'influence de l'anisotropie sur leur forme (Fig. 13-14).

En ce qui concerne l'application de ces modèles à la schistosité de pli-fracture, on remarque que les plans de schistosité qui vont apparaître parallèlement aux flancs de plis étirés, sont perpendiculaires à la contraction maximale dans le cas d'une faible anisotropie, mais obliques lorsque l'anisotropie est forte, ceci qu'elle que soit l'orientation initiale de l'anisotropie par rapport à la compression maximale.

Dans notre cas, la forme de la schistosité de pli-fracture est toujours plus proche de celle des modèles obtenus par Cobbold, Cosgrove et Summers, avec une faible anisotropie. On considérera donc que notre plan de schistosité de pli-fracture est un plan de cisaillement sub-perpendiculaire à la contraction maximale.

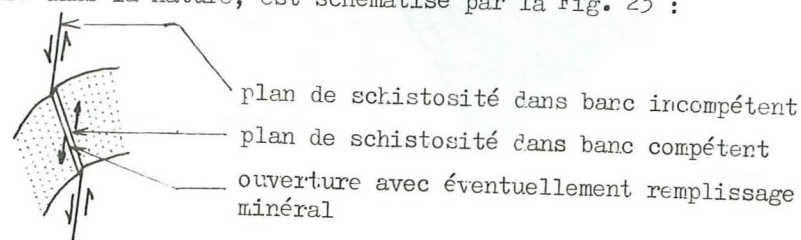
### 2-3- Liaison schistosité - plissement.

Par évolution du plissement, les couches subissent un cisaillement parallèle aux limites des couches, et une diminution d'épaisseur dans les flancs, ce qui a amené G. Wilson (1960) à proposer une explication (schématisée par la Fig. 22) au problème de la réfraction dans les flancs des plis.



- Fig. 22 - Les microlithons tournent d'autant plus facilement qu'ils sont moins larges (adapté de G. Wilson, 1960).

Un mécanisme analogue peut contribuer à expliquer le remplissage minéral le long des plans de schistosité des bancs compétents. Ce phénomène, fréquemment rencontré dans la nature, est schématisé par la Fig. 23 :

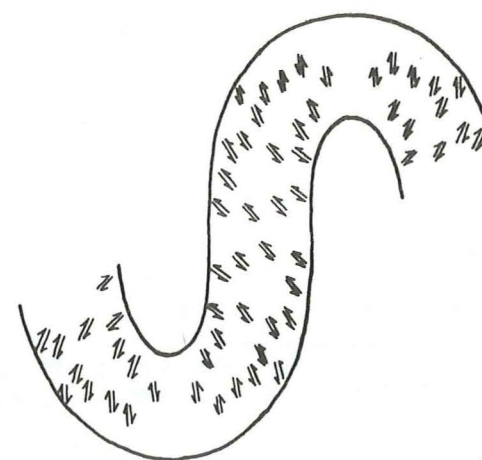


- Fig. 23 - Mouvement le long d'un plan de schistosité réfracté, produisant une extension dans le banc compétent (d'après Ramsay, 1967).

Dieterich a étudié le problème de la formation de la schistosité en réalisant des modèles analogiques de plis, que nous avons déjà étudiés dans le paragraphe précédent (Fig. 11 et 12).

Dans ces figures 11 et 12, on voit que la répartition des plans ( $X'$ ,  $Y'$ ), matérialisés en coupe transversale par des traits, est analogue à la répartition de la schistosité dans la nature (cf Chapitre II). Il apparaît que la réfraction est un phénomène lié à la fois au plissement et à la différence de comportement mécanique des strates, et que cette réfraction apparaît dès le début du plissement.

Dieterich remarque également que les axes principaux de déformation n'étant pas exactement parallèles aux axes principaux de contrainte, cela peut induire des cisaillements qui se répartissent comme le représente la fig. 24 :



- Fig. 24 - Contraction 100 % : les flèches indiquent le sens de cisaillement perpendiculaire à la compression maximale (d'après Dieterich, 1971).

De tels cisaillements peuvent être rapprochés de ceux mis en évidence précédemment, parallèlement au plan de schistosité de flux ou de pli-fracture.

### 3 - MINÉRAUX ET FOSSILES DÉFORMÉS

Le comportement de ces objets est souvent assimilable à celui d'une inclusion rigide ou très visqueuse dans une matrice moins visqueuse. J.G Ramsay (1967) résume les facteurs influençant l'orientation et la déformation des objets. Ces facteurs sont :

- L'état de la déformation finie.
- la forme et l'orientation initiales de l'objet dans la matrice.
- la différence de viscosité entre l'objet et la matrice.
- Le taux de rotation différentielle entre l'objet et la matrice,

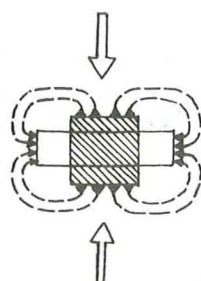
qui dépend de la différence de viscosité mais aussi du mécanisme et du chemin de la déformation.



### 3-1- Déformation des minéraux.

Selon F. Arthaud (1970), l'aspect d'étirement et d'aplatissement d'une roche peut être le résultat :

- d'une recrystallisation :
  - par dissolution orientée et recrystallisation dans les zones d'extension (principe de Riecke) (Fig. 25).

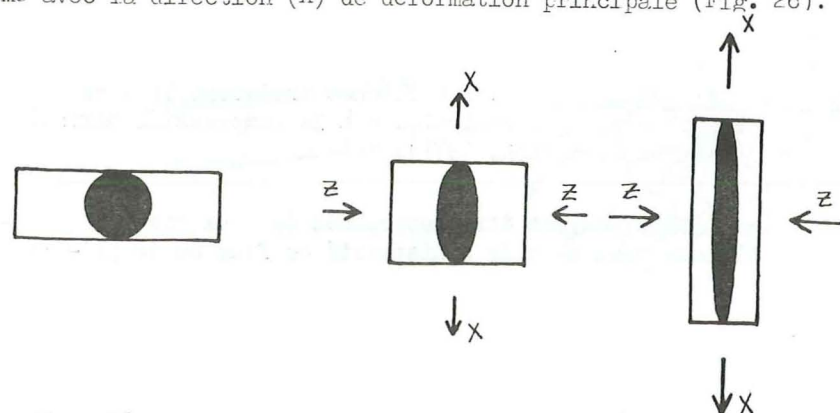


- Fig. 25 - Dissolution orientée et recrystallisation dans les zones d'extension.

- par cataclase
- par néoformation
- d'une rotation interne.
- d'un aplatissement continu.

Quel que soit le cas, le plan d'aplatissement est par définition parallèle au plan (X,Y) de la déformation finie et l'extension maximale est dans la direction (X) de la déformation finie.

Par définition, l'ellipsoïde de déformation est la transformée d'une sphère, mais un objet peut avoir initialement une forme allongée, ce qui peut entraîner la non concordance de la grande dimension de l'objet déformé avec la direction (X) de déformation principale (Fig. 26).



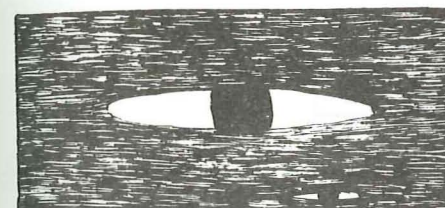
- Fig. 26 - Différence entre la grande dimension du minéral et le grand axe de l'ellipsoïde de déformation (allongement).

On utilisera donc avec prudence la linéation minérale comme indicateur de la direction (X) de la déformation finie.

### 3-2- Les ombres de pression (Pressure shadow).

A l'échelle de l'affleurement, les corps durs, généralement des cubes de Pyrite, présentent dans certains cas des cristallisations en forme de "queues", qui se développent à partir du minéral, dans la direction

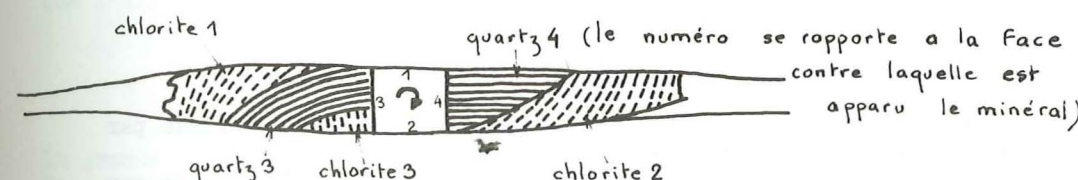
d'étirement. L'allure et l'orientation dépendent de la géométrie de l'ellipsoïde de déformation. La direction de la grande longueur de la queue de cristallisation indique la direction (X) d'extension dans le plan étudié (généralement plan de schistosité (X,Y).) (Fig. 27)



0 1mm

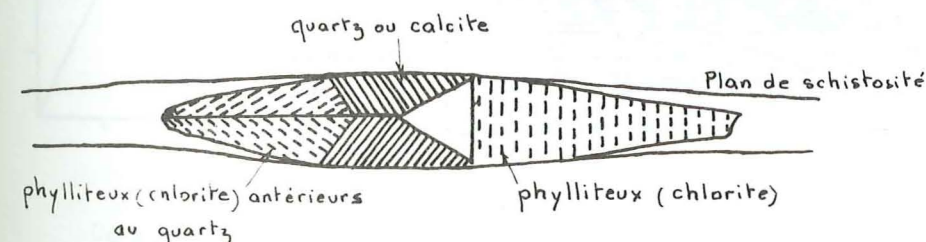
- Fig. 27 - Ombre de pression.

D'après Mugge, les cristallisations dans la zone "abritée" se développent perpendiculairement aux faces du cristal pour le Quartz et la Calcite, et parallèlement pour les phylliteux (Fig. 28). Mais cela n'est valable que pour des cas très simples où les axes de déformation sont fixes, et où le corps dur ne tourne pas.



- Fig. 28 - Cristallisations différentes dans la zone "abritée" (d'après Choukroune - 1971).

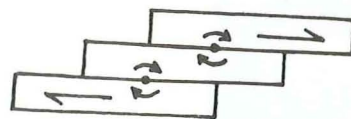
Choukroune (1971) a étudié un grand nombre de cas plus complexes ; nous ne donnerons ici qu'un exemple (Fig. 29).



- Fig. 29 - Cristallisations différentes dans une zone "abritée", avec rotation du minéral (les numéros se rapportent aux faces du cristal) (d'après Choukroune - 1971).



soit : Il met en évidence une rotation de l'objet qui peut être entraînée par la recherche d'équilibre de cet objet par l'inhomogénéité de la déformation par un glissement entre les plans de schistosité (Fig. 30).

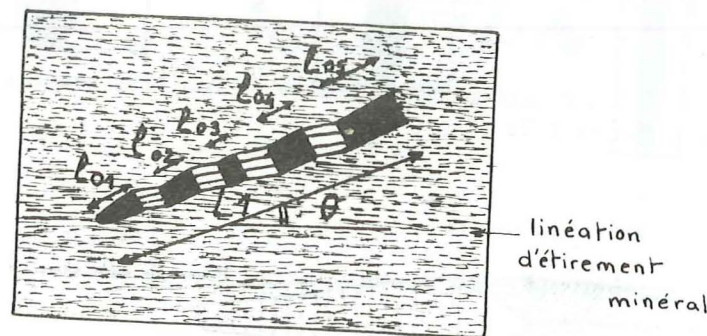


- Fig. 30 - Glissement entre les plans de schistosité.

Une telle observation peut tendre à confirmer ce que nous avons vu au sujet de la schistosité, c'est-à-dire que le plan (X,Y) de schistosité est en même temps un plan de cisaillement. Dans ce plan, la direction des queues de cristallisation (comme la linéation minérale) nous indique la direction (X) de la déformation finie.

### 3-3- Les Bélemnites tronçonnées.

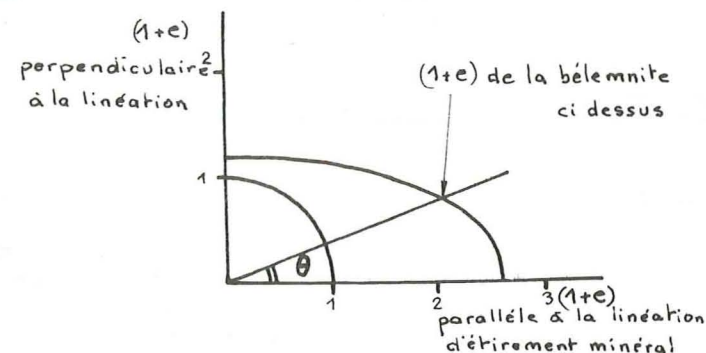
Il est possible d'obtenir des valeurs de la déformation finie par l'étude des Bélemnites tronçonnées. Le principe de la méthode et son application ont été proposés par H. Badoux (1963). Dans une roche possédant une population de Bélemnites réparties de façon quelconque, et qui a subi une déformation homogène, les Bélemnites, étant des corps plus compétents que la matrice, ont été fracturés lors de la déformation, et les morceaux séparés ont été reliés par des zones de cristallisation de Quartz, Calcite, Gypse... (Fig. 31).



- Fig. 31 - Bélemnite tronçonnée.

Pour chaque Bélemnite, on mesure :  
 -  $l_{01} + l_{02} + l_{03} + l_{04} + l_{05} + \dots = L_0$   
 -  $L_1$  longueur totale de la Bélemnite tronçonnée  
 -  $\theta$  angle entre l'axe moyen de la Bélemnite et la linéation minérale (ou tout autre repère linéaire).

On porte les valeurs de  $L_0$  et  $e = \frac{L_1 - L_0}{L_0}$  sur un diagramme polaire (Fig. 32).

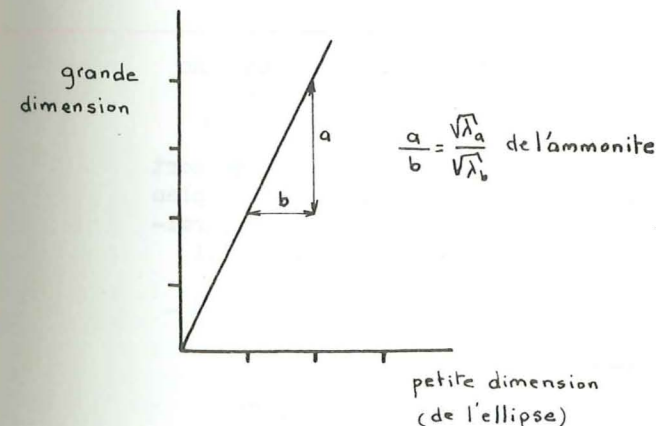


- Fig. 32 - Diagramme polaire de répartition de l'allongement d'une population de Bélemnites.

L'étude d'une population de Bélemnites étirées nous donne donc les directions et les valeurs de la déformation finie ( $\sqrt{\lambda}$ ). Il faut souligner que dans une direction donnée, les Bélemnites les plus étirées indiquent une valeur par défaut de l'allongement dans cette direction. Cette méthode nous a permis de calculer l'épaississement des couches dans un plissement, ainsi que l'allongement parallèle à l'axe (b) des plis.

### 3-4- Ammonites déformées.

Nous avons simplement mesuré, dans le plan de symétrie du fossile, la grande et la petite dimension de l'ellipse représentant l'état déformé. Si on considère que l'Ammonite était initialement circulaire, ces mesures portées sur un graphique (Fig. 33) s'alignent sur une droite dont la pente représente le rapport  $K = \frac{\sqrt{\lambda_a}}{\sqrt{\lambda_b}}$  de la déformation finie du fossile dans le plan considéré.



- Fig. 33 - Graphique des grandes et petites dimensions de chaque individu d'une population d'Ammonites déformées.

Ce rapport (K) a une valeur par défaut, mais d'autant plus proche de la déformation globale de la roche encaissante que le fossile a une viscosité plus proche de celle de la matrice.

Indépendamment de la valeur du rapport (K), la direction de la plus grande dimension du fossile est parallèle à la direction (X) de déformation finie dans le plan considéré.



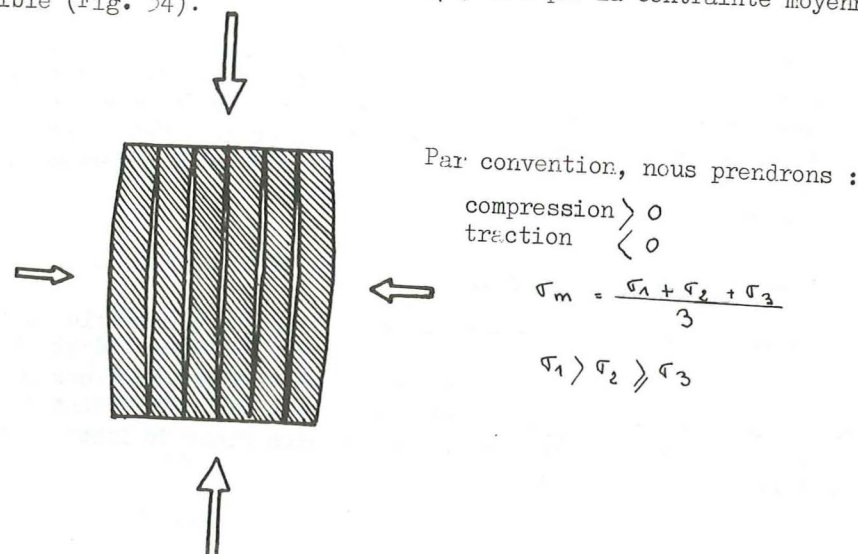
Pour toutes les valeurs de la déformation déduites de l'étude des objets déformés, et plus particulièrement pour le rapport (K), il est nécessaire de se repérer par rapport à la géométrie de plus grands objets structuraux (par exemple les plis) (Fig. 3 et 4).

#### 4 - DIACLASES, FENTES D'EXTENSION EN ECHELONS, BOUDINAGE.

##### 4-1- Diaclases.

Nous avons choisi de les définir comme des plans de discontinuité tectonique avec extension, sans mouvement relatif des deux lèvres dans ce plan et avec ou sans remplissage minéral. Ce remplissage est influencé par les conditions de pression et de température, et par la nature chimique de la roche environnante.

Les expériences en laboratoire montrent que l'on obtient ce type de rupture par extension parallèlement à  $\sigma_1$ , lorsque la contrainte moyenne  $\sigma_m$  est faible (Fig. 34).



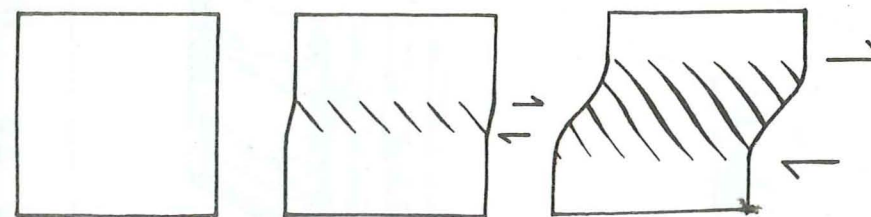
- Fig. 34 - Obtention de colonnettes par rupture sous contrainte moyenne faible.

Dans la nature, il peut se créer des diaclases chaque fois que sont réunies les conditions mécaniques requises, par exemple parallèlement au plan axial à l'extrados des plis qui montrent une déformation par extension parallèle aux strates (Fig. 9), ou bien perpendiculairement à l'axe du pli s'il y a de l'allongement selon cet axe.

##### 4-2- Fentes d'extension en échelons.

Dans certaines zones de cisaillement simple, il peut apparaître une série de fentes en échelons à  $45^\circ$  du plan de cisaillement au début de son fonctionnement.

Par évolution de la déformation, les fentes déjà formées tournent, mais elles continuent à se propager à leurs extrémités à  $45^\circ$  du plan de cisaillement, conduisant à la formation de fentes en échelons sigmoïdales (cf Fig. 35).



- Fig. 35 - Evolution des fentes d'extension en échelons (d'après J.G Ramsay, 1967).

R.H Graham et J.G Ramsay (1971) ont donné une méthode de calcul qui permet de connaître le déplacement parallèle au cisaillement, connaissant la largeur de la zone affectée, en étudiant l'angle de rotation de la partie de la fissure première formée.

M. Dayre, J.F Gamond et P. Vialon (1973) ont étudié un cisaillement ayant entraîné des plis et des fentes d'extension en échelons. Les axes des plis sont perpendiculaires aux fentes au début du fonctionnement du cisaillement. Connaissant l'angle final entre ces deux structures, les auteurs en déduisent l'angle de rotation  $\psi$  et la direction du cisaillement.

Dans une coupe transversale de pli, on voit fréquemment des fentes d'extension en échelons montrant que les couches ont subi un cisaillement parallèlement à leurs limites. Cela est tout à fait compatible avec un plissement de type flexion et écoulement si les fentes sont à l'intérieur des couches, et de type flexion et glissement si elles sont à la limite entre les strates (cf Fig. 36).

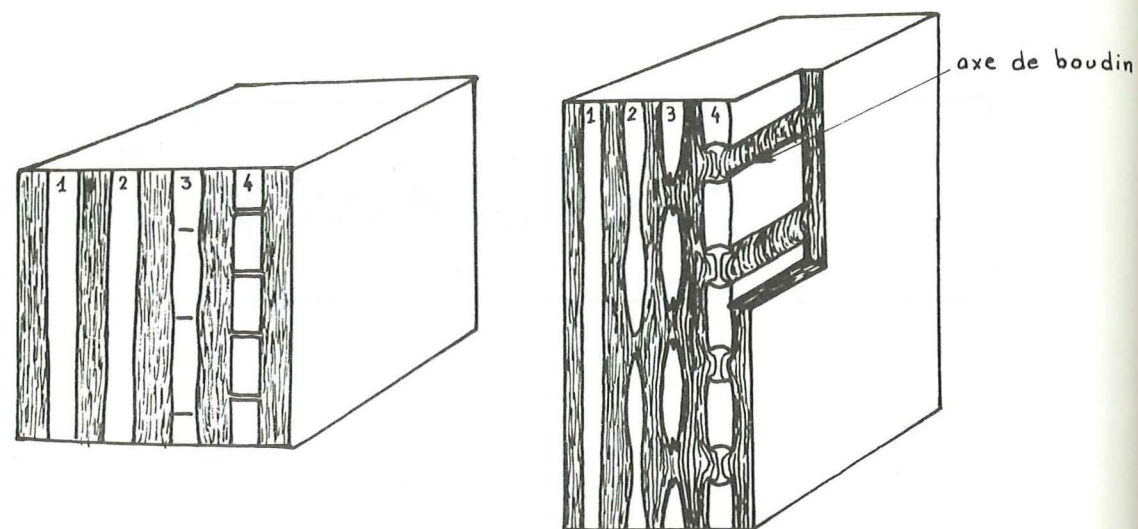


- Fig. 36 - Fentes d'extension en échelons, selon une coupe transversale d'un pli.

##### 4-3- Le boudinage.

On obtient un boudinage d'un banc visqueux dans une matrice moins visqueuse par allongement parallèle ou oblique aux plans des couches. La forme des boudins est liée au rapport de viscosité, et varie comme l'illustre la Fig. 37.





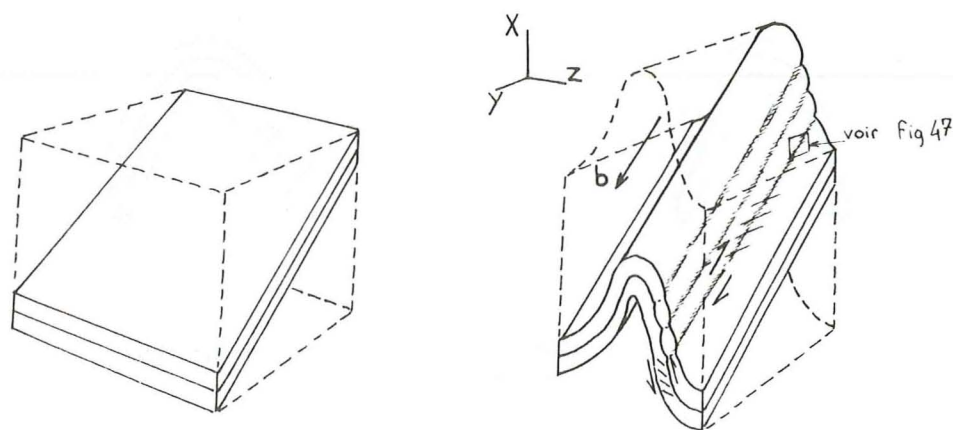
- Fig. 37 - Développement progressif du boudinage.  
(d'après J.G Ramsay - 1967).

Les bancs compétents 1, 2, 3 et 4 sont rangés dans un ordre croissant de compétence, et le banc 1 a la même compétence que la matrice.

Les boudins, une fois tronçonnés, se comportant comme des objets visqueux dans une matrice moins visqueuse, ils peuvent tourner si l'allongement n'est pas parallèle au plan des couches.

D'une manière générale, et quand l'allongement est subparallèle aux couches boudinées, le plan interboudin est assimilable à une fente d'extension, et est donc perpendiculaire à l'axe d'allongement maximal dans le plan des couches.

La direction des axes des boudins liés au plissement est influencée par la structure géométrique des plis. On les trouve généralement parallèles à l'axe (b), ou contenus dans le plan (a,c) (cf Fig. 38).

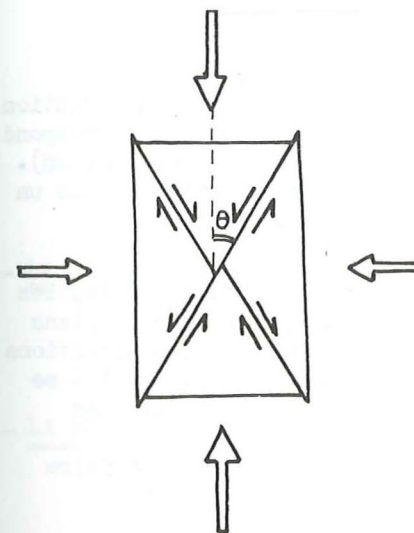


- Fig. 38 - Non concordance des axes des boudins avec les axes de la déformation principale finie. Concordance des axes des boudins avec les axes géométriques du pli (d'après Ramsay, 1967).

## 5 - LES FAILLES

Il s'agit de plans de discontinuité tectonique, avec mouvement relatif des lèvres le long de ce plan, qui peut être matérialisé par des stries.

L'angle entre la direction de contrainte principale majeure et le plan de faille peut être déterminé par analogie avec le cisaillement d'une éprouvette de roche soumise à un essai de compression triaxiale. On obtient (Fig. 39) une rupture pseudo-plastique le long d'un plan ou de deux plans conjugués lorsque la contrainte moyenne  $\sigma_m$  est supérieure à la contrainte moyenne en deça de laquelle on a rupture par extension (cf Fig. 34).



- Fig. 39 - Rupture pseudo-plastique selon des plans conjugués:

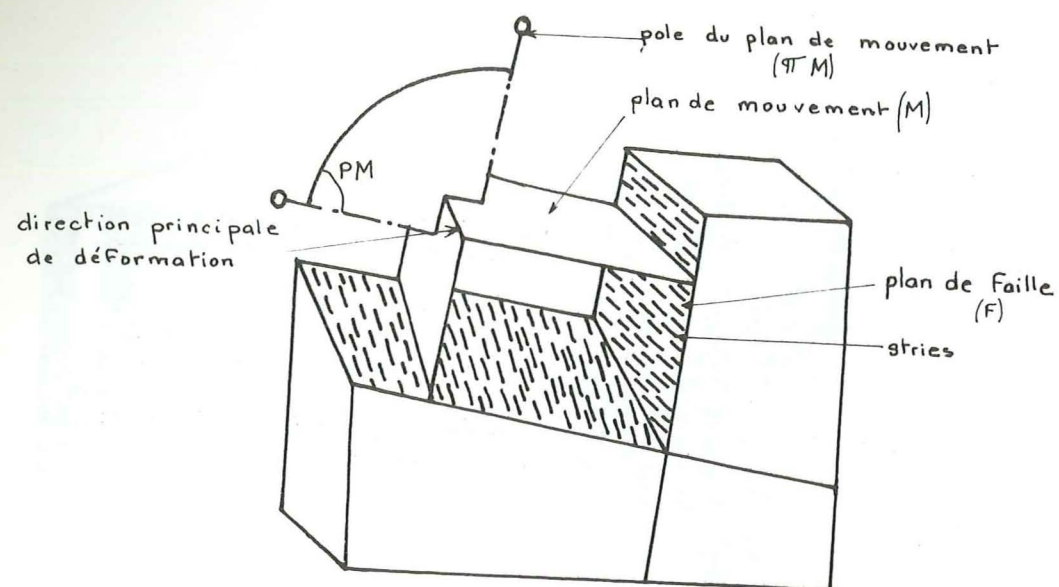
En plasticité parfaite, d'après le critère de Coulomb, l'angle  $\theta$  a pour valeur  $\theta = (\frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2})$  où  $\varphi$  est l'angle de frottement interne du matériau.

Pour une roche homogène et isotrope, si  $\varphi = 0$   $\theta = \frac{\pi}{4}$   
et si  $\varphi = 50^\circ$   $\theta = 20^\circ$

Si le matériau possède une direction privilégiée de feuilletage, la direction des plans de failles conjuguées est influencée par cette orientation. Des études à ce sujet ont été faites notamment par F.A Donath (1961) et M. Dayre (1971) : dans certains cas, les failles peuvent s'engager dans les plans de feuilletage.

Les stries portées par le plan de faille peuvent être utilisées pour retrouver la direction du dernier mouvement, et même le sens du mouvement relatif. Elles permettent, dans certains cas, de déterminer les directions principales de déformation (F. Arthaud - 1969). On définit le plan de mouvement comme un plan contenant la strie, et perpendiculaire à la faille ; l'intersection de ces plans de mouvement correspond à un axe de mouvement (direction principale de déformation) (Fig. 40).





- Fig. 40 - (d'après Mercier et al, 1972). Le plan de mouvement (M) est orthogonal au plan de faille (F) et contient la direction de la strie. L'intersection des plans de mouvement correspond à un axe de mouvement (direction principale de déformation). Les pôles des plans de mouvement ( $\pi M$ ) sont contenus dans un plan (PM) dont le pôle est l'axe du mouvement.

Dans le cas d'une seule phase de déformation irrotationnelle, les pôles des plans de mouvement déterminent, sur un stéréogramme, trois plans dont les intersections, à peu près orthogonales, représentent les directions principales de déformation. La discrimination entre les axes X, Y, et Z se fait grâce au sens du mouvement relatif des plans de failles déduit des stries, ou d'autres structures traduisant la déformation.

Cette méthode, utilisée dans un granite, nous a permis de faire une corrélation entre les déformations du socle et de la couverture.

## CHAPITRE II

### PRESENTATION DES STRUCTURES

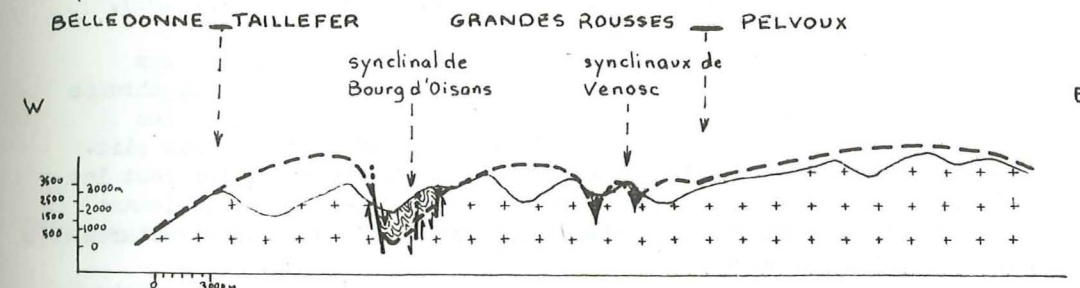
- 1 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES MASSIFS DU PELVOUX ET DES GRANDES ROUSSES  
(Etude et rédaction de J.P. Gratier). p. 27 à 72.
- 2 - LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE BELLEDONNE  
(Etude et rédaction de B. Lejeune). p. 73 à 89.
- 3 et 4 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA REGION DE REMOLLON ET LA BORDURE MERIDIONALE DU PELVOUX  
(Etude et rédaction de J.L. Vergne). p. 91 à 115.



1 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DU MASSIF DU PELVOUX ET DES GRANDES ROUSSES.

1-1- Présentation géologique, exposé des problèmes et du mode de travail.

La carte de la Fig. 1 présente la région étudiée, cette carte montre également la forme générale des affleurements de la couverture sédimentaire. Ces affleurements apparaissent comme des bandes étroites et allongées que l'on peut suivre en continuité d'une direction Nord 40° au Nord jusqu'à Nord 110° au Sud du massif du Pelvoux. En coupe à grande échelle, la limite socle-couverture constitue un bon indicateur de la déformation, pour le massif du Pelvoux on admet généralement que cette limite est représentée par la surface d'érosion actuelle du socle. En coupe transversale (Fig. 41) la limite socle-couverture est relativement simple : elle dessine des synclinaux\* pincés avec du sédimentaire plissé, séparés par de vastes anticlinaux figurés par le socle cristallin, et sur lesquels repose du Trias horizontal.



- Fig. 41 - Coupe transversale schématique.

Nord.Ouest-Sud.Est au Nord du massif du Pelvoux

Nord.Est-Sud.Ouest au Sud du massif du Pelvoux.

La continuité des bandes d'affleurement de la couverture sédimentaire plissée est localement interrompue par des remontées de socle que l'on peut attribuer à des anticlinaux de direction à peu près perpendiculaire à ceux signalés dans la coupe transversale. On peut voir, par exemple, dans la carte de la limite socle-couverture, que près de la terminaison Sud du synclinal de Bourg d'Oisans, on a une intersection de plis de socle Nord 60° et Nord 160° responsable de cette terminaison et qui donne les "dômes" anticlinaux du Rochail et du Valsénestre occidental. (On peut consulter aussi à ce sujet la carte de la limite socle couverture sur l'ensemble du Pelvoux, faite par J. Vernet (1961).).

\* Certains auteurs utilisent le terme bassin pour le synclinal de Bourg d'Oisans : nous verrons qu'effectivement, à un certain moment de la déformation, ce synclinal se comporte comme un bassin s'effondrement mais dans un souci d'homogénéité avec les autres synclinaux du Pelvoux, nous n'utiliserons que le terme synclinal, encore que ce terme ne soit pas entièrement satisfaisant puisqu'il ne désigne que les rapports entre socle et couverture et ne définit pas les structures internes dudit "synclinal".



Les terrains de la couverture sédimentaire sont essentiellement des calcaires plus ou moins argileux, d'âge jurassique inférieur et moyen. Seul, le massif du Grand Renaud montre une série jurassique supérieur-crétacé (le sommet du Pic du col d'Ormon est en Barrémien d'après Reboul - 1962) d'ailleurs réduite à moins de 200 mètres.

La stratigraphie détaillée de la couverture sédimentaire de ces synclinaux a été faite par de nombreux auteurs qui ont notamment mis en évidence des variations d'épaisseur liées à une paléogéographie complexe du Trias-Jurassique. Nous n'avons pas repris ces études stratigraphiques mais nous avons mis en évidence l'influence de la déformation sur l'épaississement de la couverture.

Le plan de stratification est pratiquement oblitéré par une schistosité de flux (S2), plan axial de plis, qui affecte l'ensemble du sédimentaire des synclinaux pincés dans le cristallin. La lithologie n'apparaît plus que parce que la schistosité de flux n'a pas le même aspect ni nécessairement la même attitude, selon la nature des bancs concernés.

Cette schistosité (S2) a été déformée postérieurement à sa formation par des structures telles que : failles décrochantes, déversements et chevauchements, plis-failles et schistosité de pli-fracture (S3), failles normales.

Dans le paragraphe II-1-2 nous commencerons par présenter les structures (on plus exactement les objets déformés) qui sont synchrones des plis à schistosité de flux (S2) de plan axial vertical, ou les structures dont l'attitude est contrôlée par la géométrie de ces plis. Nous ne commenterons pas leurs variations d'attitude puisqu'on peut les voir sur les cartes ou sur les coupes, mais nous décrirons simplement l'aspect et les rapports de cette schistosité (S2) avec les structures qui lui sont associées.

Dans les paragraphes II-1-3, II-1-4, II-1-5, II-1-6, nous décrirons successivement les structures qui traduisent des déformations postérieures à la formation de la schistosité (S2).

#### 1-2- Les plis P2 à schistosité S2 de plan axial vertical et les structures associées.

La schistosité (S2) plan axial de pli montre à grande échelle la même variation progressive de direction que les "synclinaux" définis précédemment, c'est-à-dire de Nord 40° au Nord, à Nord 110° au Sud du massif du Pelvoux. Les axes (b) des plis ne sont pas toujours horizontaux, mais ils peuvent au contraire montrer des plongements importants, alternativement vers le Nord et vers le Sud.

##### 1-2-1- Le plongement des axes (b) des plis.

La coupe longitudinale du synclinal de Bourg d'Oisans montre les variations du plongement des axes (b) des plis. Le secteur des Aiguillettes n'a pas été représenté, le plongement des axes (b) étant trop faible (moins de 20°).

On constate qu'en allant du Nord vers le Sud, le plongement des axes (b) devient de plus en plus important et il atteint 75° à Beauregard. Plus au Sud les axes (b) sont parfois verticaux dans les synclinaux de Côte Belle, Villar Loubière et Aiguilles de Morges. Dans cette dernière région, les plongements d'axes (b) non verticaux sont toujours pentés vers le Sud. Les plis à axes (b) verticaux ont toujours une schistosité S2 de plan axial régulière et quand leur axe (b) passe progressivement de vertical à subhorizontal, la schistosité S2 n'est pas déformée.

#### Rapport entre les axes géométriques des plis et les axes principaux de la déformation :

Les plans (X,Y) et (a,b) sont généralement confondus.

Dans le synclinal de Bourg d'Oisans au Nord de Beauregard les directions (X et a) et (b et Y) sont très rarement parallèles. Nous serons donc amenés dans cette région à séparer les objets déformés en deux groupes :

- ceux dont l'attitude est contrôlée par les axes géométriques (a, b, et c) : boudins, linéations So/S2, certaines diaclases.
- ceux qui indiquent les axes de la déformation finie (X, Y et Z) : plan de schistosité de flux (S2), étirement minéral, direction d'allongement maximum des fossiles déformés, d'autres diaclases.

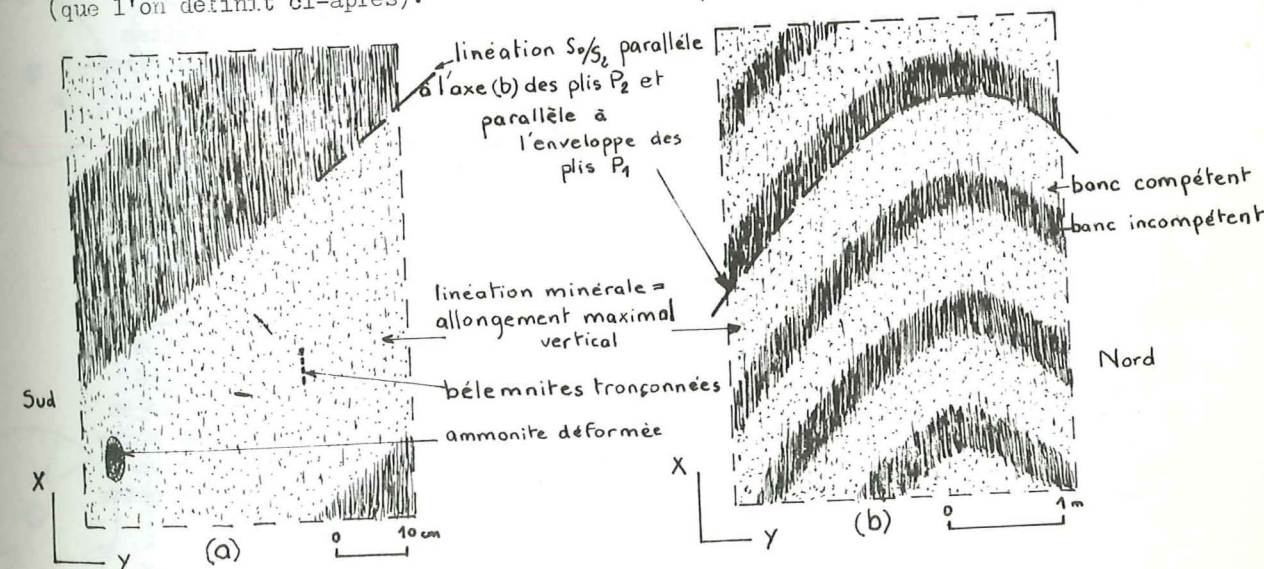
Au Sud de Beauregard, la direction (X) est parallèle à l'axe (b) des plis et la direction (Y) est parallèle à l'axe (a).

Cette différence entre le Nord-Ouest et le Sud du Pelvoux se retrouve dans toute l'étude de l'évolution tectonique. Nous appellerons région Nord-Ouest le synclinal de Bourg d'Oisans au Nord de Beauregard et le synclinal de Vénosc jusque dans la partie Est du synclinal de Côte Belle. Nous appellerons région Sud la terminaison Sud du synclinal de Bourg d'Oisans au Sud de Beauregard, la partie Ouest du synclinal de Côte Belle, les synclinaux de Villar Loubière et des Aiguilles de Morges. On peut voir sur la carte de situation des coupes, dans le second fascicule, les limites plus précises de ces deux régions.

#### 1-2-2- Description de la schistosité de flux (S2).

##### La linéation d'intersection entre la stratification et la schistosité S2.

L'étude macroscopique des plans de schistosité S2 permet de différencier assez nettement sur le terrain la linéation marquant l'intersection entre les plans de stratification et les plans de schistosité de flux S2 (Fig. 42) (que nous appellerons dorénavant So/S2) de la linéation minérale (que l'on définit ci-après).



- Fig. 42 (a) - Sur un plan de schistosité S2 : différence entre la linéation So/S2 et la linéation minérale.

- Fig. 42 (b) - Mise en évidence de plis P1 antérieurs aux plis P2, grâce aux variations de plongement de So/S2 sur un plan de schistosité S2.



La direction  $S_0/S_2$  est généralement parallèle à l'axe (b) des plis  $P_2$  comme on peut le voir sur la carte des linéations et sur la coupe longitudinale du synclinal de Bourg d'Oisans (fascicule II).

Dans certaines régions (route de Villard Reculas, Prégentil) où la schistosité  $S_2$  a été déformée après sa formation, en particulier quand cette schistosité a été associée à des plis coniques, la direction  $S_0/S_2$  n'est plus parallèle à l'axe (b) des plis. On peut voir sur les cartes et la coupe longitudinale ces différences locales entre la direction  $S_0/S_2$  et celle de l'axe (b) des plis mesurés.

#### L'étirement minéral :

L'étirement minéral (ou longrain) est facilement visible sur le plan de schistosité  $S_2$ . Il traduit une recristallisation de l'ensemble du matériau.

Il apparaît grâce à l'allongement des minéraux, mais aussi grâce aux ombres de pression et aux micro-objets tronçonnés (On peut examiner à ce sujet la lame mince de la Fig. 18 qui a été prise sur la route d'Oulles).

Cet étirement minéral n'a pas le même aspect ni la même attitude sur l'ensemble des régions étudiées. D'une manière générale, dans la région Nord-Ouest du Pelvoux, quand le plan axial des plis  $P_2$  est vertical, l'étirement est vertical et indépendant de l'axe (b) des plis et cet étirement est d'autant plus net que l'on descend en altitude. Dans la région Sud du Pelvoux, l'étirement minéral est parallèle à l'axe (b) des plis  $P_2$  quel que soit le plongement de cet axe.

#### Les Bélemnites tronçonnées :

Pour comparer l'intensité de l'allongement, il existe un excellent moyen qui est l'étude des Bélemnites tronçonnées. La méthode mise au point par H. Badoux (1963) puis Masson (1971) a déjà été exposée dans le chapitre I.

Pour les synclinaux du Pelvoux, on obtient les résultats exposés dans le tableau de la Fig. 43.

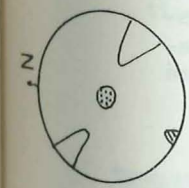
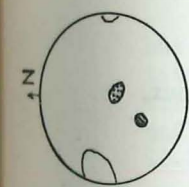
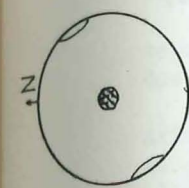
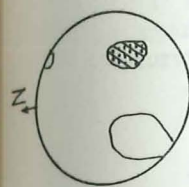
Comme il est difficile de trouver une importante population de Bélemnites en place et suffisamment localisées, les mesures ont été faites sur des fossiles pris en éboulis. On a ainsi un bon échantillonnage représentant toute la hauteur d'une falaise sur une faible largeur en coupe.

Dans tous les cas étudiés, les minéraux sont étirés dans la même direction que l'allongement maximal des Bélemnites tronçonnées.

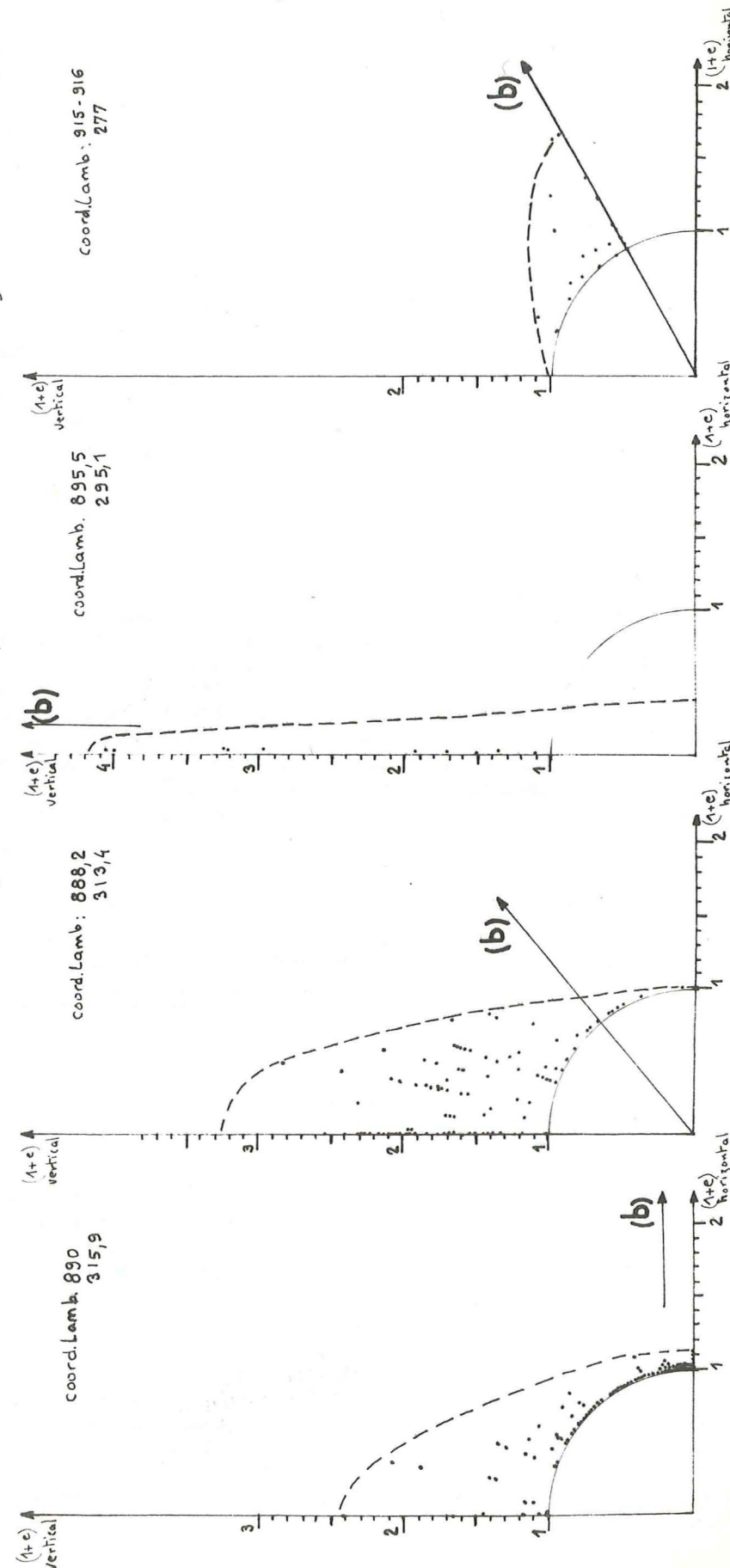
Dans la région Nord-Ouest du Pelvoux, l'allongement maximal vertical est plus important dans les flancs qu'à la charnière des plis, c'est l'inverse pour l'allongement horizontal. Cependant la partie Ouest de la Côte Alamèle est peut-être une zone particulière en ce qui concerne l'allongement horizontal. (On pourra voir à ce sujet l'étude des boudins des plans de Calcite interschistosité  $S_2$  des bancs compétents, paragraphe II-1-2-4-1).

Le fait que l'allongement maximal vertical puisse atteindre 150% ( $\sqrt{\lambda} = 2,5$ ) à la charnière d'un pli de la Côte Alamèle montre que, malgré le faible plissement apparent (que l'on peut déduire de la forme des plis en coupe transversale, paragraphe II-1-2-3,  $\sqrt{\lambda} = 0,85$ ) les couches sont au moins épaissies 2,5 fois. Cela pourrait être une des explications des grandes variations d'épaisseur constatées et que les auteurs ayant travaillé pour cette région attribuent à une paléogéographie complexe.

La partie Est du synclinal de Côte Belle, avec son très fort allongement vertical doit être reliée, comme nous l'avons déjà dit, à la région Nord-Ouest du Pelvoux où l'allongement maximal vertical (X) est indépendant de l'axe (b) des plis. Ce n'est certainement qu'un hasard si ici, l'axe (b) du pli est confondu avec (X).



Cidessus: diagrammes montrant l'attitude des plis  $P_2$  de la schistosité  $S_2$ , de l'allongement maximal vertical dans la bordure Est du synclinal de Côte Belle. Merges et le Pic de Vallon Pierre



- Fig. 43 - Diagrammes polaires de l'allongement des Bélemnites tronçonnées. Au-dessus: situation des mesures et dans des diagrammes de Wilff, attitude des structures associées. La méthode est exposée dans le chapitre I, on rappelle que  $\sqrt{\lambda} = (1+e)$ , on utilise aussi le % d'allongement =  $e \times 100$ .



Pour les autres mesures faites dans une partie du synclinal des Aiguilles de Morges, et groupées dans le dernier diagramme, l'allongement maximal est parallèle à l'axe (b) des plis. Il atteint 100 % (doublement de la longueur des plis) mais il reste plus généralement entre 40 et 50 %.

#### Les Ammonites déformées :

Dans les régions Sud du Pelvoux, la mesure de la déformation de quelques Ammonites (méthode décrite dans le chapitre I) dont le plan de symétrie est parallèle au plan de stratification, nous montre que le rapport grande dimension sur petite dimension de l'ellipse est en moyenne de 2. La grande dimension est parallèle à l'étirement minéral et donc parallèle à l'axe (b) des plis. Ce rapport pourrait correspondre au rapport  $\frac{\lambda_{\max}}{\lambda_{\min}}$  dans le plan de stratification, mais pour cela, il faudrait ne comparer que des mesures faites dans des plans ayant la même attitude (charnière de plis par exemple). En plus, la compétence des fossiles étant bien plus importante que celle de la matrice, la déformation enregistrée est certainement un minimum et devrait être augmentée (d'un facteur difficilement appréciable) pour retrouver la déformation de la matrice.

#### Cristallinité des Illites :

Le long de la bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans le plan de schistosité S2 peut être le guide de recristallisation phylliteuse donnant à la roche un aspect de séricitoschiste. La linéation minérale très nette est toujours verticale. Les études de la cristallinité des Illites faites par Kubler et plus récemment par J. Aprahamian (études en cours) montrent que la cristallinité des Illites est une cristallinité de Mica, du type 2M, stable à 350° selon B. Welb et J. Hower (1963). Le domaine de l'anchimétamorphisme est atteint le long de la bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans dans une zone localisée près du socle (Belledonne, Taillefer). Nous verrons plus loin que ce contact socle-couverture est une faille à mouvement vertical important.

En conclusion de l'étude de la schistosité S2 à pendage vertical, il faut souligner l'opposition entre la région Nord-Ouest du Pelvoux, où la direction (X) toujours verticale est indépendante du plongement des axes (b) des plis P2, et la région Sud du Pelvoux, où les directions (X) sont parallèles aux axes (b) des plis P2, quel que soit leur plongement.

#### 1-2-3- Etude de la contraction apparente perpendiculaire aux plans axiaux des plis.

Dans le synclinal de Bourg d'Oisans, de grandes vallées transversales presque perpendiculaires aux axes des plis et déterminant de grandes failles ont permis de dessiner d'après photos des coupes relativement précises, perpendiculaires aux axes (b) des plis P2 (fascicule II). Il n'a pas été possible de représenter le nombre exact de strates, mais à titre indicatif signalons que le synclinal situé dans la partie Ouest de la Côte Alamèle, qui a été représenté avec moins de 20 couches, doit en réalité en avoir près de 3000 (épaisseur moyenne d'une couche : 0,35 m).

La forme des plis varie avec l'intensité de la contraction, mais aussi avec la géométrie de l'empilement (épaisseur et nombre de couches) et avec la nature lithologique des terrains (voir chapitre I). On ne pourra donc comparer que des coupes de terrains semblables. On constate par exemple que les coupes des Aiguillettes montrent nettement une différence de contraction apparente entre le Nord et le Sud, et entre le haut et le bas de la coupe Nord.

Si on mesure cette contraction apparente, mais sans tenir compte ni de l'épaississement générale des couches, ni des variations d'épaisseur entre charnière et flanc, simplement en mesurant la longueur des strates avec un curvimètre, on obtient les résultats suivants :

- Coupe des Aiguillettes Nord - altitude moyenne 2400m  
e = -0,40 ;  $\sqrt{\lambda} = 0,60$
- Coupe des Aiguillettes Nord - altitude moyenne 2000m  
e = -0,60 ;  $\sqrt{\lambda} = 0,40$
- Coupe des Aiguillettes Sud - altitude moyenne 2200m  
e = -0,35 ;  $\sqrt{\lambda} = 0,65$

A titre indicatif, et bien que les chiffres ne soient pas comparables, puisque les terrains sont un peu différents, la contraction apparente à la Côte Alamèle s'exprime par e = -0,15,  $\sqrt{\lambda} = 0,85$  à une altitude moyenne de 1150 m. La contraction montrée par la coupe de la Paute est nettement plus forte que celle déduite de la Côte Alamèle mais à peine plus que celle de Prégentil.

Il faut souligner aussi la grande différence de contraction apparente entre les coupes de la Malsanne et celle du Tourot, qui concernent pourtant des terrains semblables (voir Fig. 45).

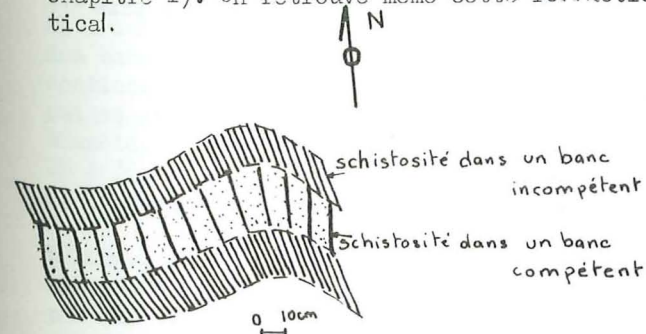
Dans les coupes des Aiguillettes, on voit également que les plans axiaux des plis sont courbes près de la bordure Est du synclinal. Au dessous de 2300 m, les plans axiaux sont pentés vers l'Ouest et se moulent sur la limite socle-couverture, alors qu'au dessus de 2300 m ils sont pentés vers l'Est et cela traduit probablement une ébauche de chevauchement vers le Nord-Ouest.

En coupe transversale à grande échelle, la forme des synclinaux pincés dans le socle est dissymétrique, le flanc Ouest est toujours plus penté que le flanc Est. Nous verrons dans le paragraphe II-1-4 que ce flanc Ouest a été laminé par de grandes failles méridiennes à mouvement vertical, auquel sont associés les recristallisations phylliteuses et un étirement minéral important (paragraphe II-1-2-2).

Au Sud, il n'existe pas de vallées transversales perpendiculaires aux axes (b) de plis (qui sont en plus très plongés) permettant de reconstituer des coupes exactes d'après photos. L'épaississement des strates est très faible dans ces régions (voir l'étude des Bélemnites). Les plans axiaux des plis sont souvent pentés et ils seront mieux décrits, dans le paragraphe II-1-5-1 concernant les plis déversés et les chevauchements.

Dans le synclinal de Villar Loubière et au Nord de celui des Aiguilles de Morges où la schistosité S2 n'est pas très déversée, on voit bien sur les cartes la forme des plis à axes (b) verticaux.

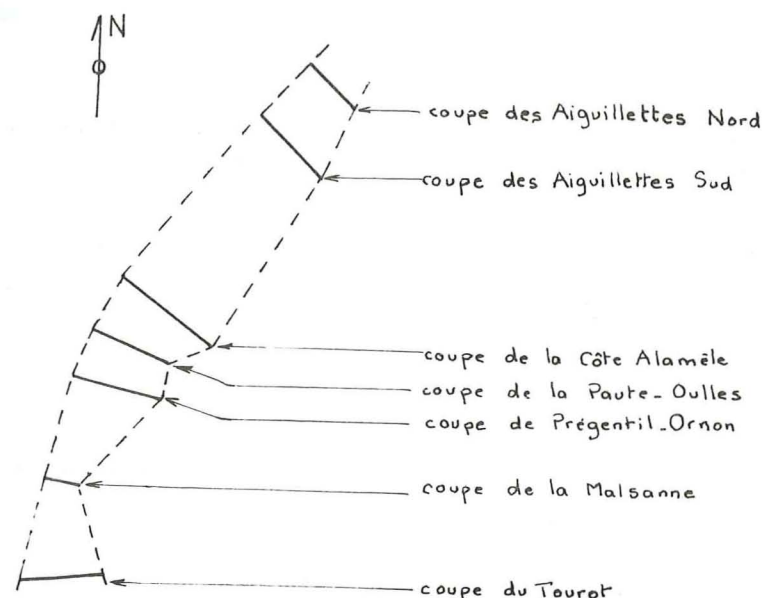
Sur l'ensemble des régions étudiées (Nord-Ouest et Sud du Pelvoux), on remarque dans les coupes transversales de plis, une réfraction des plans de schistosité entre les bancs compétents et les bancs incompétents. Près de la charnière les deux plans sont l'un convergent, l'autre divergent par rapport à l'intérieur du pli (la définition de ces termes est donnée dans le chapitre I). On retrouve même cette réfraction dans les plis à axe (b) vertical.



- Fig. 44 - En plan, pli à axe (b) vertical dans la partie Est du synclinal de Côte Belle avec réfraction de la schistosité S2 entre les bancs compétents et incompétents.



En résumé, il faut souligner que la contraction apparente perpendiculaire aux plans axiaux des plis P2 n'est pas la même pour toutes les coupes transversales. Pour le synclinal de Bourg d'Oisans, les contractions différentes sont résumées en plan, schématiquement dans la Fig. 45.



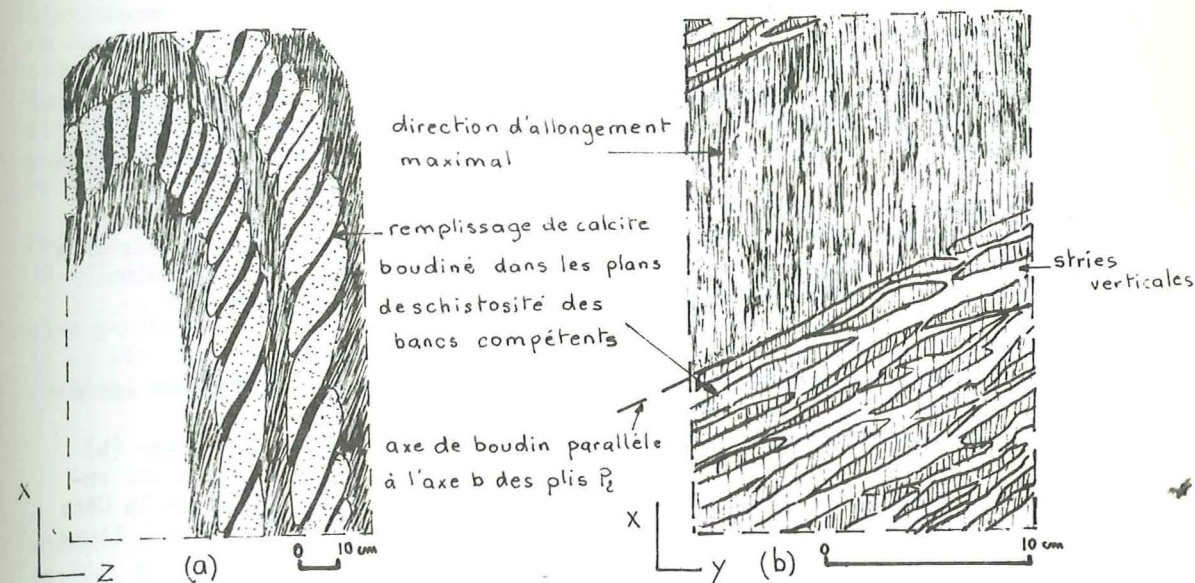
- Fig. 45 - En plan, résumé schématique des variations de contraction apparentes perpendiculaires aux plans axiaux des plis P2 dans le synclinal de Bourg d'Oisans. On se reportera aux coupes données dans le fascicule II.

#### 1-2-4- Les fentes d'extension et les boudins.

##### 1-2-4-1- Le remplissage de Calcite dans les plans de schistosité des bancs compétents;

Les plans de schistosité des bancs compétents sont fréquemment remplis de Calcite. Il est assez étonnant qu'un plan d'appatissement tel que le plan de schistosité montre un tel remplissage minéral. C'est pourtant un phénomène très habituel, spécialement dans le synclinal de Bourg d'Oisans mais que l'on retrouve dans toute la couverture plissée du massif du Pelvoux.

L'exemple dessiné Fig. 46 a été pris sur la route d'Oulles. On trouve ce remplissage aussi bien dans les flancs qu'à la charnière des plis P2.



- Fig. 46 - Remplissage de Calcite dans les plans de schistosité de banc compétent.  
(a) en coupe transversale (b) en coupe longitudinale.

On peut se référer au chapitre I pour l'explication de ce remplissage. Il est nécessaire qu'il y ait à la fois de la réfraction entre les plans de schistosité des bancs compétents et des bancs incompétents, et du glissement le long des plans de schistosité des bancs incompétents. Cette réfraction et ce glissement doivent apparaître surtout dans les flancs des plis, mais ils peuvent aussi apparaître très près de la charnière, on reverra à ce sujet les modèles de plis de J.H Dieterich (chapitre I).

Toujours sur la route d'Oulles, on peut voir que le remplissage de Calcite a été boudiné après sa formation et que du Quartz a cristallisé entre les boudins. L'axe de ces boudins est parallèle à l'axe (b) des plis. La Fig. 46 b montre que la direction des stries sur le plan de Calcite n'est pas perpendiculaire à ces axes de boudins, elle est verticale quel que soit le plongement des axes de plis (de 0° à 40° vers le Sud pour la route d'Oulles).

Ces structures se retrouvent dans toute la région Nord-Ouest du Pelvoux. Le remplissage de Calcite est d'autant plus important que la roche environnante contient de ce minéral. Par exemple les plans de schistosité des bancs compétents de la Côte Alamèle (succession de bancs calcaires) contiennent plus de Calcite que ceux de la Paute (alternance de bancs calcaires et de bancs marneux). En suivant la base de la falaise de la Côte Alamèle, on trouve des plans de schistosité à Calcite en moyenne tous les 20 à 30 cm, même à la charnière du grand pli synclinal de la partie Ouest de la coupe.

Dans la région Sud du Pelvoux, ce remplissage de Calcite est beaucoup plus rare. Quand il existe il peut être faiblement boudiné, les axes de boudins étant parallèles aux axes géométriques des plis, mais on n'a pas trouvé de cristallisation de Quartz entre les boudins, alors que cela est le cas dans la région Nord-Ouest du Pelvoux.



Pour expliquer ce remplissage et son boudinage dans l'évolution d'un pli, on peut imaginer que, dès le début du plissement, il y a apparition de schistosité avec réfraction entre les bancs compétents et incompétents même très près de la charnière (modèle de J.H Dieterich). Cette réfraction associée au glissement des plans de schistosité des bancs incompétents permet le remplissage de Calcite dans les plans de schistosité des bancs compétents (voir J.G Ramsay, Fig. 23) sur les flancs et à la charnière des plis. Ensuite, si la contraction ayant provoqué le plissement augmente, il y a aplatissement de l'ensemble des structures du pli, les plans de Calcite sont écrasés et boudinés. L'axe des boudins reste parallèle aux axes géométriques des plis, même si les directions principales de déformation finie sont différentes de ces axes de plis.

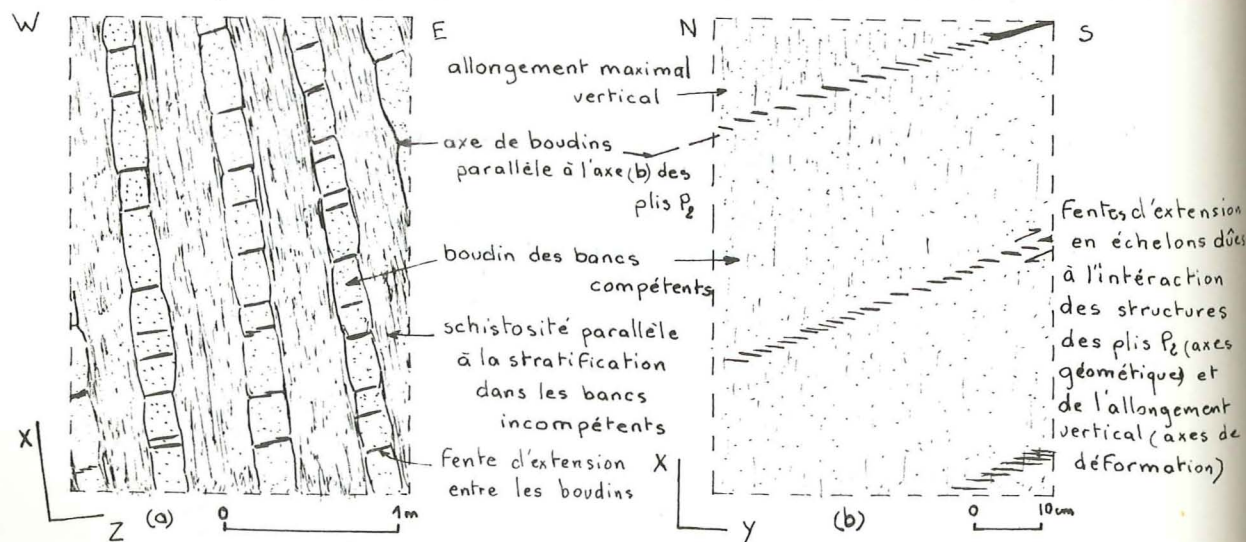
Remarquons que l'on retrouve encore une fois une différence entre les régions Nord-Ouest et Sud du Pelvoux :

- Au Nord-Ouest, les axes de boudins sont parallèles à l'axe (b) des plis, traduisant un fort allongement vertical. Il y a une exception, le long d'une ligne Rochetaillée, partie Ouest de la Côte Alamèle, Prégentil, où les axes de boudins sont parallèles à l'axe (a) des plis.
- Au Sud, on a en général un entrecroisement de deux directions d'axes de boudins, l'une étant parallèle à l'axe (b) des plis (surtout dans les flancs des plis) et l'autre, comprise dans le plan (a,c) des plis, traduisant un allongement parallèle à l'axe (b) des plis.

#### 1-2-4-2- Les boudins de stratification :

Comme nous l'avons déjà signalé dans le chapitre I, rappelons qu'il est difficile de séparer l'étude des boudins de celle des fentes d'extension, ces dernières pouvant être considérées comme des "méga-interboudins" (Fig. 37). Dans ce paragraphe nous verrons uniquement le boudinage suffisamment évolué pour ne plus pouvoir être caractérisé que par l'axe des boudins.

Un bon exemple (Fig. 47) peut être pris sur la route de Villard Reculas, juste au dessous du Bras (voir situation sur la coupe de la Côte Alamèle). La stratification est parallèle aux plans de schistosité dans un flanc de pli subvertical.



- Fig. 47 - Aspect en coupe transversale (a) et longitudinale (b) du boudinage des plans de stratification (bancs compétents).

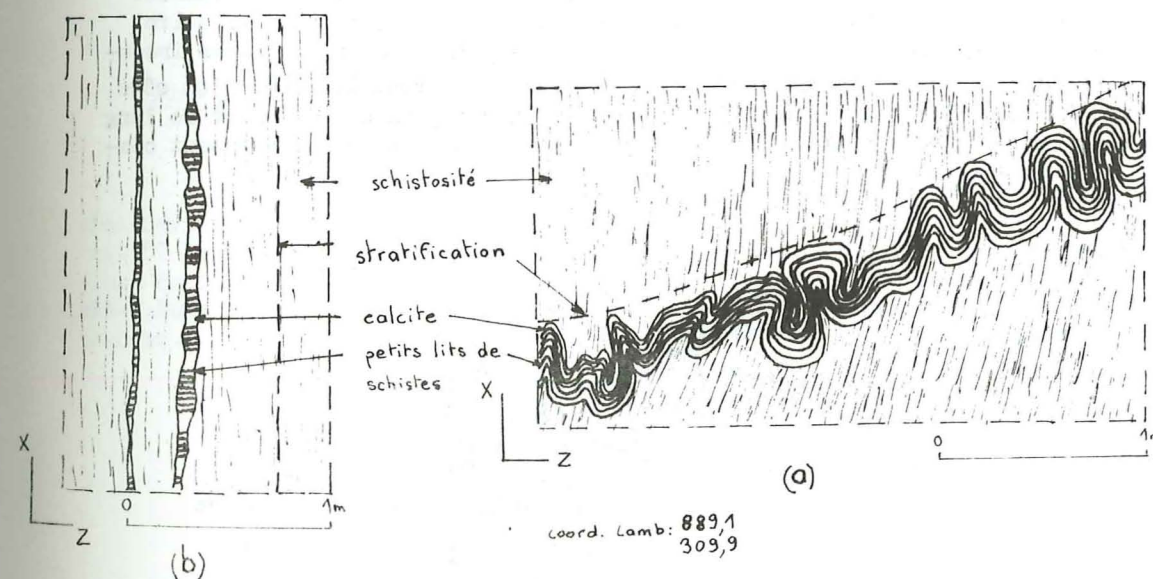
Les axes de ces boudins sont parallèles à l'axe (b) des plis. L'examen de la coupe longitudinale montre qu'il y a des fentes d'extension en échelons entre les boudins. Le sens du cisaillement indique que celui-ci est lié à l'allongement vertical. Les boudins des bancs compétents sont donc synchrones de l'allongement vertical, mais la direction de leur axe étant contrôlée par les axes géométriques des plis n'est donc pas forcément perpendiculaire à la direction d'allongement maximal global. (On peut aussi revoir à ce sujet la Fig. 38).

On trouve ce boudinage sur l'ensemble de la région Nord-Ouest du Pelvoux, il présente les mêmes rapports avec les axes géométriques des plis et est toujours synchrone de l'allongement vertical.

Dans la région Sud du Pelvoux, on retrouve quelques axes de boudins parallèles à l'axe (b) des plis (surtout dans les flancs de plis) mais il existe une autre direction d'axe de boudin, qui est située dans le plan (a,c) et qui traduit l'allongement parallèle à l'axe (b) de ces plis.

#### 1-2-4-3- Le remplissage calciteux des joints de stratification :

Il s'agit de remplissages de Calcite originellement parallèles à la stratification et qui ont été plissés et boudinés avec elle. Les dessins de la Fig. 48 ont été pris sur la route d'Oulles, pour la Fig. 48-b et sur la route de Villard-Reymond, pour la Fig. 48-a. Dans le premier cas il se situe dans le flanc d'un grand pli P<sub>2</sub> et dans le deuxième cas près d'une charnière.



remplissage de Calcite parallèle à la stratification dans un flanc de pli P<sub>2</sub>

remplissage de Calcite parallèle à la stratification dans une charnière de pli P<sub>2</sub>

- Fig. 48 - Aspect du remplissage de Calcite parallèle à la stratification selon sa situation par rapport aux plis P<sub>2</sub> (coupe transversale).

La contraction perpendiculaire aux plans axiaux des plis de Calcite peut être déterminée par la mesure au curvimètre de la longueur initiale du remplissage de Calcite puisque celui-ci n'a pratiquement pas été épaissi. On trouve pour l'exemple de la Fig. 48  $\sqrt{\lambda} = 0,5$ . Cette valeur re-



présente une partie de  $\sqrt{\lambda_z}$  puisqu'il faudrait lui ajouter la contraction liée aux grands plis P2. On peut cependant la comparer à celle obtenue par l'étude des Bélemnites tronçonnées et qui nous donne  $\sqrt{\lambda_x}$  et  $\sqrt{\lambda_y}$  (paragraphe 1-2-2). Dans un cas favorable où l'on pourrait trouver ces deux structures voisines, on obtiendrait ainsi une valeur de l'ellipsoïde de déformation.

Ces remplissages de Calcite plissés à la charnière et boudinés dans le flanc des grands plis, apparaissent sur l'ensemble des régions étudiées dans le Pelvoux, mais comme pour les autres structures il persiste une différence entre les régions Nord-Ouest et Sud :

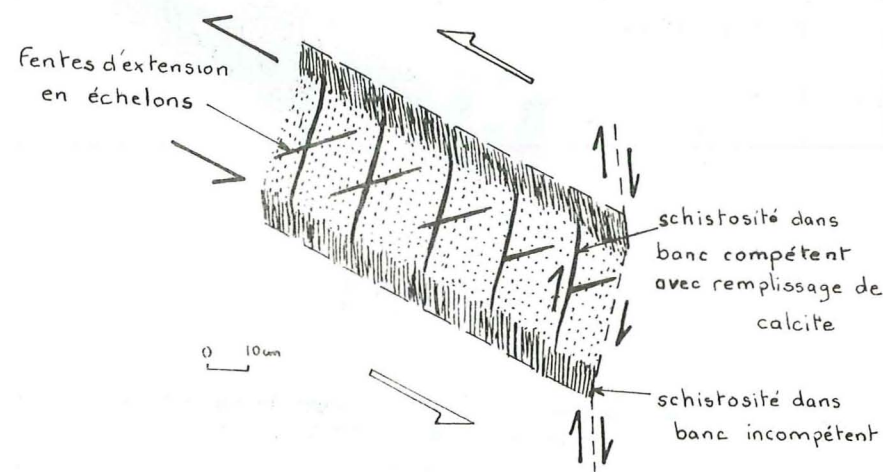
- Au Nord-Ouest il y a des stries sur le plan de Calcite, situées dans des plans dont l'attitude oscille entre la verticale et le plan (a,c) des grands plis (voir coupe longitudinale et carte de Bourg d'Oisans - fascicule II). Elles traduisent le glissement couche sur couche et l'allongement maximal vertical.

- Au Sud ces remplissages peuvent porter des stries situées dans le plan (a,c) des grands plis, mais on peut aussi trouver des stries parallèles à l'axe (b) des plis et traduisant l'allongement parallèle à cet axe.

Sur l'ensemble des régions étudiées dans le Pelvoux, on trouve des "filons" de Calcite obliques à la stratification ou à la schistosité. Rien que leur attitude initiale ne soit pas connue, leurs axes de plis et de boudins ont été reportés sur les cartes. Ces mesures s'intègrent bien dans celle des remplissages de Calcite dont on connaît l'attitude initiale.

#### 1-2-4-4- Les fentes d'extension en échelons :

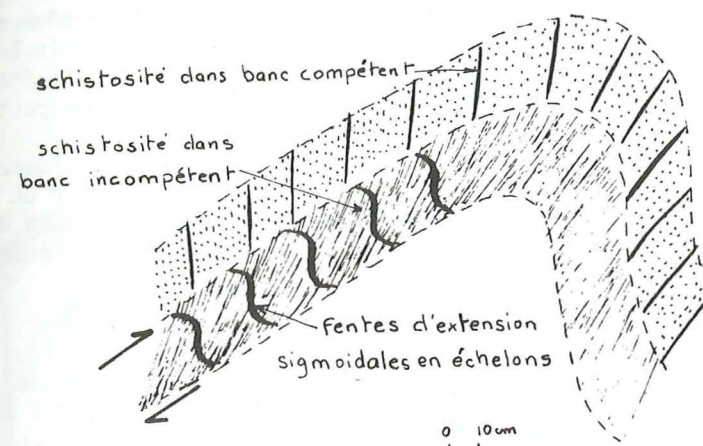
L'exemple de la Fig. 49 a été pris à la base de la Côte Alamèle. En coupe transversale ces fentes d'extension en échelons peuvent traduire, d'une part le cisaillement subi par le banc compétent entre les bancs incompetents mais aussi d'autre part pour les fentes qui sont limitées d'un côté par un plan de schistosité à remplissage de Calcite, un cisaillement le long des plans de schistosité des bancs compétents. Les deux phénomènes sont compatibles simultanément.



- Fig. 49 - En coupe transversale (des plis P2). Fentes d'extension en échelons dans un banc compétent à la base de la falaise de la Côte Alamèle.

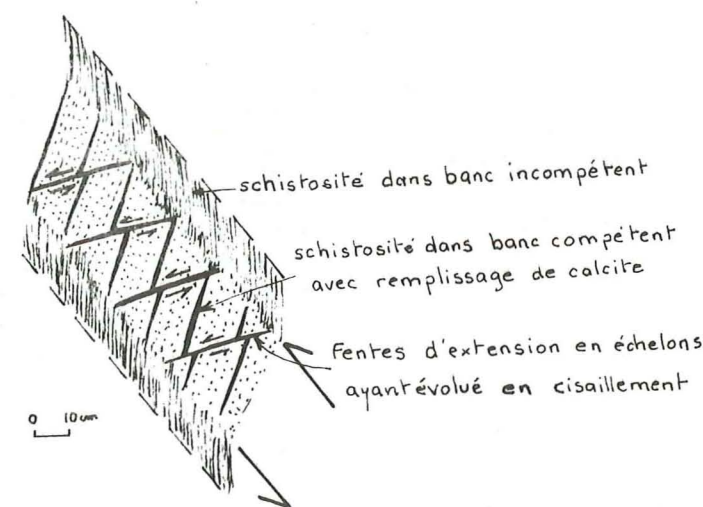
Quand le cisaillement devient plus important, deux évolutions sont possibles selon la compétence du banc cisailé :

- quand la couche cisailée n'est pas trop compétente, la déformation de cisaillement homogène devient inhomogène, et les fentes d'extension deviennent sigmoïdales. C'est le cas de la Fig. 50 (qui est située sur la coupe de la Côte Alamèle).



- Fig. 50 - En coupe transversale aux plis P2, fentes d'extension sigmoïdales en échelons.

- Quand la couche cisailée est très compétente, les fentes d'extension deviennent elles-mêmes des plans de cisaillement. C'est le cas dans la Fig. 51 (qui est aussi située dans la coupe de la Côte Alamèle) : ces nouveaux plans de cisaillement décalent les plans de schistosité à remplissage de Calcite. Dans certains cas ils peuvent même se prolonger et décaler plusieurs couches.



- Fig. 51 - En coupe transversale aux plis P2, fentes d'extension en échelons ayant évolué en plan de cisaillement.



# 1-2-4-5- Les diaclases (ou fentes d'extension) :

## Les diaclases de type A.

On les appelle diaclases de type A parce qu'elles sont à peu près perpendiculaires à l'axe (a) des plis. Ce sont des fentes d'extension qui sont dues à l'allongement vertical partout où les flancs de plis font un angle suffisamment aigu pour que leur plan de boudinage soit à peu près perpendiculaire au plan axial des plis. Nous avons vu dans le chapitre I, que les boudins et les fentes d'extension étaient le résultat d'une même déformation, et que l'apparition de l'un ou de l'autre était attribuable à une différence de comportement mécanique et à une différence d'échelle d'observation (Un boudin ne concerne qu'une couche alors qu'une diaclase peut en affecter un grand nombre).

Dans la coupe transversale de la Paute-Oulles, ces diaclases (A) sont à peu près perpendiculaires aux plans de stratification, pour un pli elle forment un "V" plus ou moins ouvert selon le pendage des flancs du pli (voir coupe transversale de la Paute-Oulles, fascicule II, et coupe longitudinale (Fig. 52) et schéma Fig. 53).

## Les diaclases subhorizontales en échelons.

Sur la route d'Oulles en coupe longitudinale aux plis, quand l'axe (b) est plongeant vers le Sud (jusqu'à 40°), les diaclases de type A sont parallèles à cet axe (b) (comme les axes de boudins). Cependant il apparaît un deuxième groupe de diaclases qui sont subhorizontales et qui ont la même signification, mais à plus grande échelle, que les fentes d'extension en échelons associées aux boudins (voir Fig. 38, Fig. 47 et Fig. 52).

Près de la bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans et particulièrement sur la route de la Paute au col d'Ornon, l'allongement vertical est considérable et les diaclases subhorizontales deviennent prédominantes sur les diaclases de type A, quel que soit le plongement de l'axe (b) des plis. Ce sont de grandes fentes couvertes avec remplissage minéral de Calcite et de Quartz, ce dernier semblant avoir cristallisé après la Calcite.

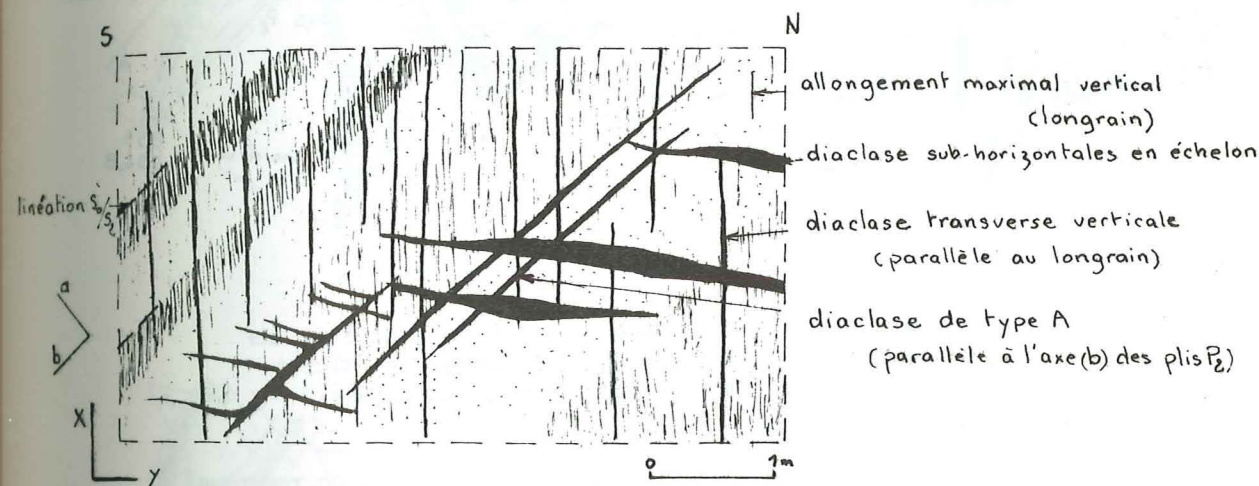
## Les diaclases transverses aux plans axiaux des plis.

On les appelle aussi diaclases de type B lorsqu'elles sont perpendiculaires à l'axe (b) des plis et qu'elles traduisent donc un allongement parallèle à cet axe.

Nous avons jusqu'ici surtout mis en évidence cet allongement parallèle à (b), dans la région Sud du Pelvoux. Or, paradoxalement, c'est dans la région Nord-Ouest du Pelvoux que ces diaclases transverses sont le plus dense. Dans cette région elles représentent la structure la plus pénétrante après la schistosité S2 : tous les 10 à 50 centimètres près de la Côte Alamèle. Elles sont d'ailleurs peut-être responsables des vallées transversales qui recoupent tout le synclinal de Bourg d'Oisans. Dans ce synclinal, la moyenne de leur groupement (voir les diagrammes synthétiques dans le fascicule II) est remarquablement constante, plus d'ailleurs que la direction des axes de plis. En particulier, au Sud de la Malsanne on a à la fois des diaclases Nord 70° perpendiculaire à l'axe (b) des plis Nord 160°, et des diaclases Nord 110° qui recoupent obliquement le plan axial des plis. Ces dernières ne sont donc pas rigoureusement des diaclases de type B. Il est possible qu'il y ait eu plusieurs générations de ces diaclases transverses. Certaines ont pu être déformées par rotation après leur formation. Nous examinerons cette possibilité dans le chapitre III interprétatif.

Près du sommet des Aiguillettes on peut voir deux générations de diaclases transverses : l'une sèche et pentée vers le Sud (70 à 80°), l'autre avec de la Calcite et pentée vers le Nord (70 à 80°).

En ce qui concerne l'influence du plongement des axes (b) des plis sur le pendage de ces diaclases, la coupe longitudinale du synclinal de Bourg d'Oisans montre que dans certains cas, il y a relation entre les deux (pour les véritables diaclases de type B) mais il y a aussi des diaclases verticales quand l'axe (b) est plongeant (Oulles). Ce sont des diaclases perpendiculaires au plan de schistosité et parallèles à l'étirement minéral (longrain).

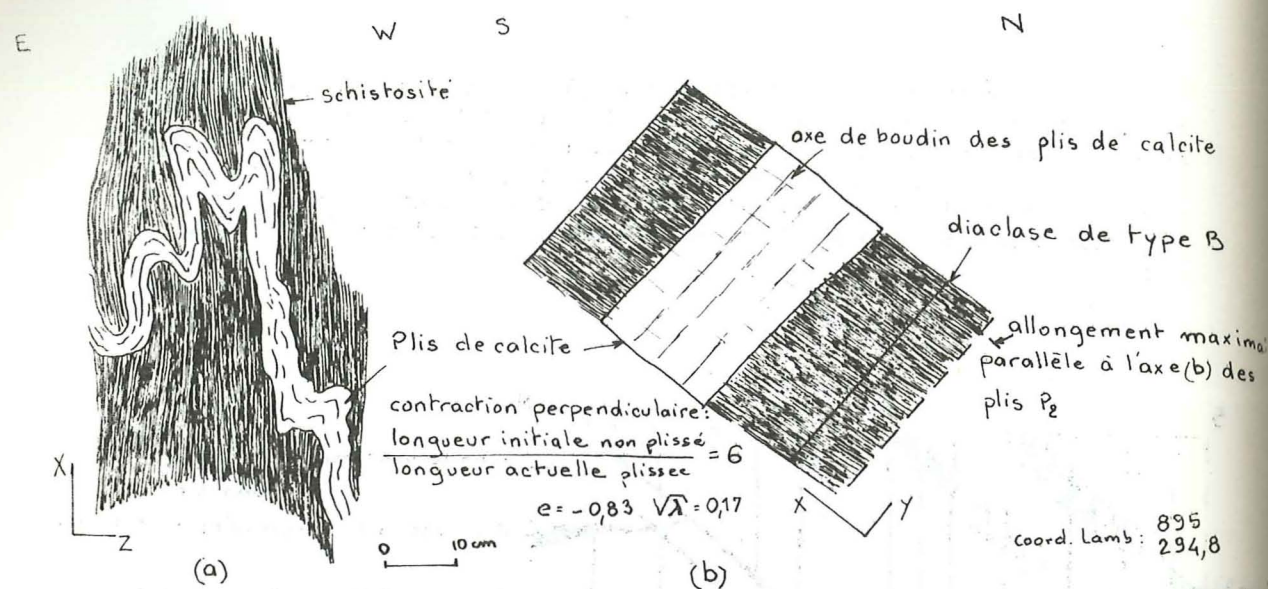


- Fig. 52A- Coupe longitudinale au pli P2, différentes diaclases sur la route d'Oulles.

Les diaclases transverses se poursuivent dans le socle et nous verrons ultérieurement qu'elles évoluent fréquemment en plan de faille décrochant sénestre. La disposition du filon de la Gardette est liée à de telles "diaclases" Nord 110. 120° verticales ayant fonctionné en plan de faille décrochant sénestre (voir thèse B. Poty).

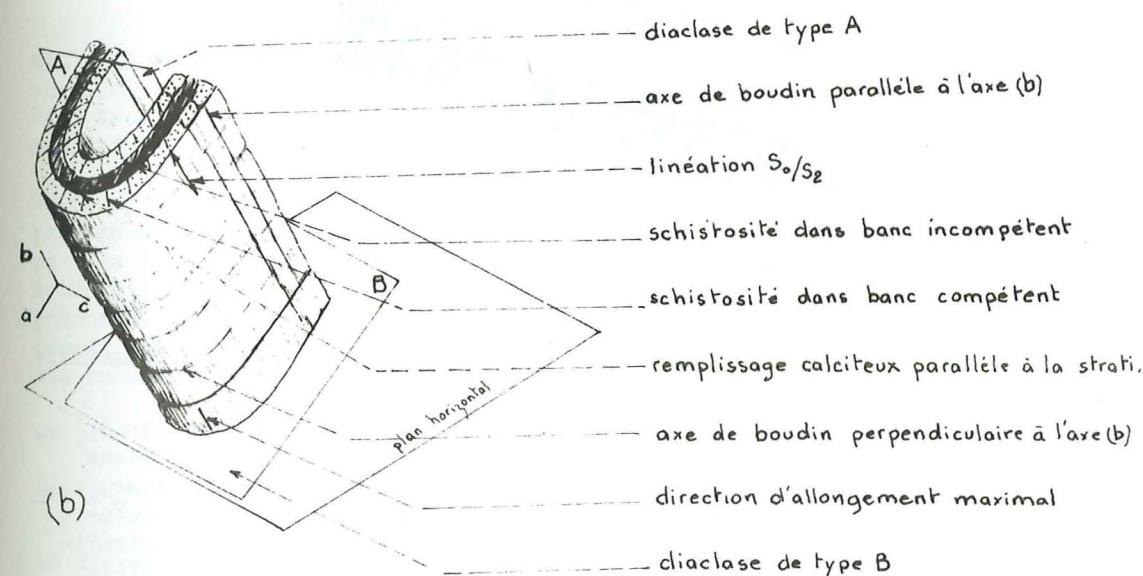
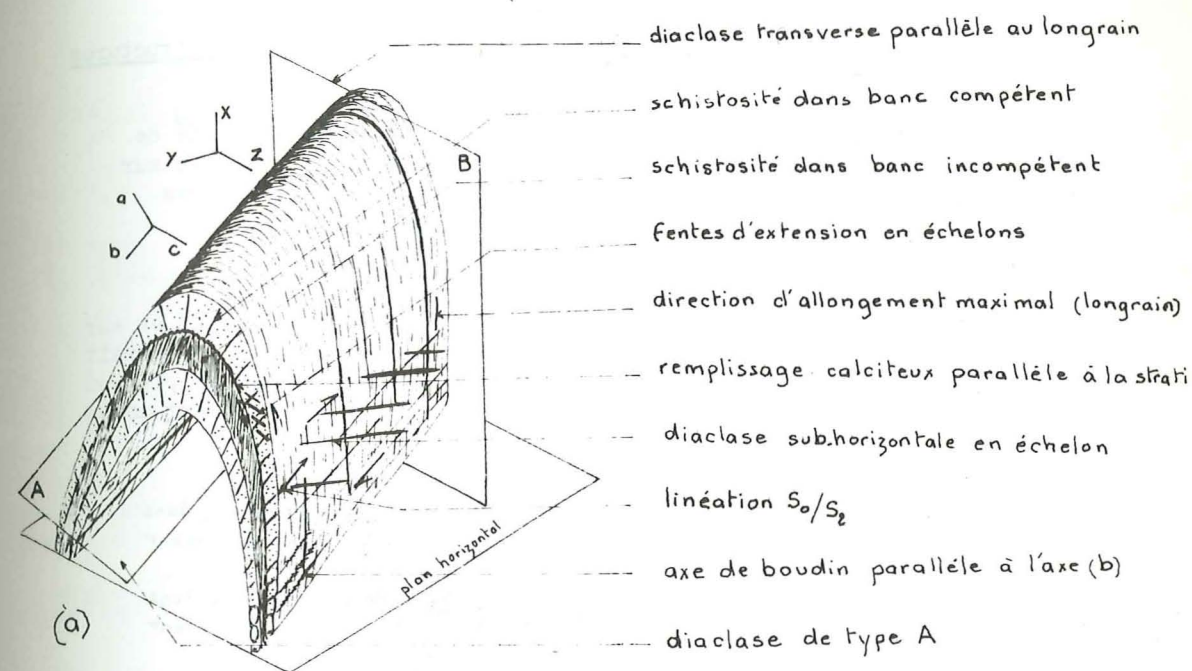
Dans la région Sud du Pelvoux ces diaclases sont toutes de type B, elles sont peu fréquentes et elles restent bien sûr toujours perpendiculaires à l'axe (b) des plis. Dans cette région on rencontre assez fréquemment des "filons" de Calcite plissés et boudinés dont il est difficile de connaître l'attitude initiale. C'est le cas notamment dans la partie Nord-Ouest de Côte Belle (Fig. 52B). Il est possible que ces "filons" soient d'anciennes diaclases de type B à remplissage de Calcite.





En conclusion de l'étude des diaclases transversales, on remarque que dans les régions Sud du Pelvoux où l'allongement parallèle à (b) est bien mis en évidence par les autres structures liées à S<sub>2</sub>, les diaclases de type B sont peu fréquentes, alors que dans les régions Nord-Ouest où l'allongement parallèle à l'axe (b) est rare, les diaclases transversales sont abondantes. Il est donc probable que dans la région Nord-Ouest du Pelvoux, une partie seulement de ces diaclases transversales sont des diaclases de type B, alors que les autres sont des plans de longrain liés à l'allongement vertical des objets déformés (paragraphe II-1-2-2).

En résumé de tout le paragraphe II-1-2, qui traite de la description des plis P<sub>2</sub> à schistosité S<sub>2</sub> de plan axial vertical et des structures associées, il faut souligner l'opposition entre les régions Nord-Ouest et Sud du massif du Pelvoux. La différence fondamentale qui conditionne toutes les autres, est qu'au Sud l'allongement maximal est parallèle à l'axe (b) des plis P<sub>2</sub>, alors qu'au Nord-Ouest cet allongement maximal est vertical quel que soit le plongement de l'axe (b) des plis P<sub>2</sub>. L'ensemble de ces structures a été représenté dans les dessins de la Fig. 53.



- Fig. 53 - Dessins schématiques montrant l'ensemble des structures associées aux plis P<sub>2</sub>.  
a - dans les régions Nord-Ouest du Pelvoux  
b - dans les régions Sud du Pelvoux.

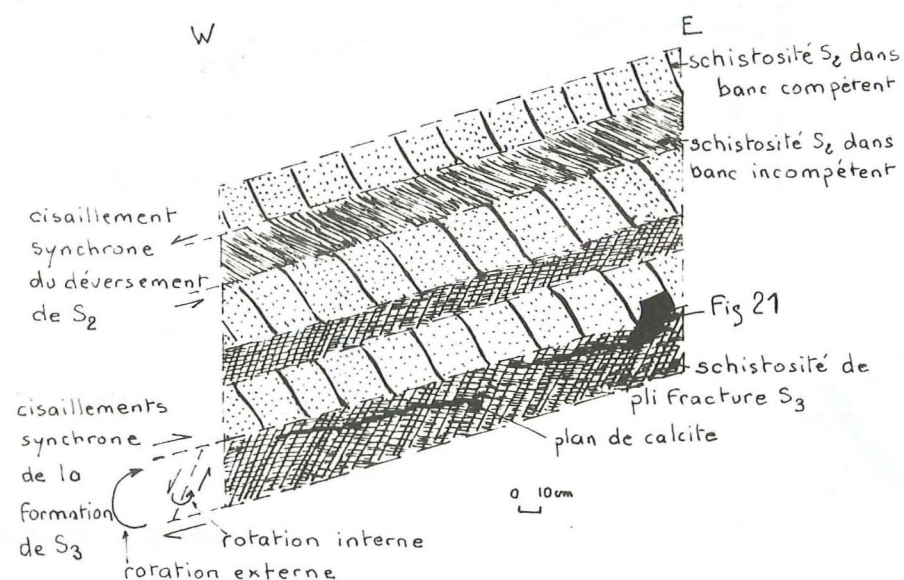


1-3- Les plis P<sub>3</sub>, la schistosité de pli-fracture S<sub>3</sub>, les structures synchrones ou postérieures.

La schistosité de flux S<sub>2</sub> a été reprise par une schistosité de pli-fracture S<sub>3</sub>, mais cette dernière est moins régulièrement répartie sur l'ensemble des régions étudiées, que la schistosité S<sub>2</sub> (voir carte des schistosités dans le fascicule II).

Région d'Huez :

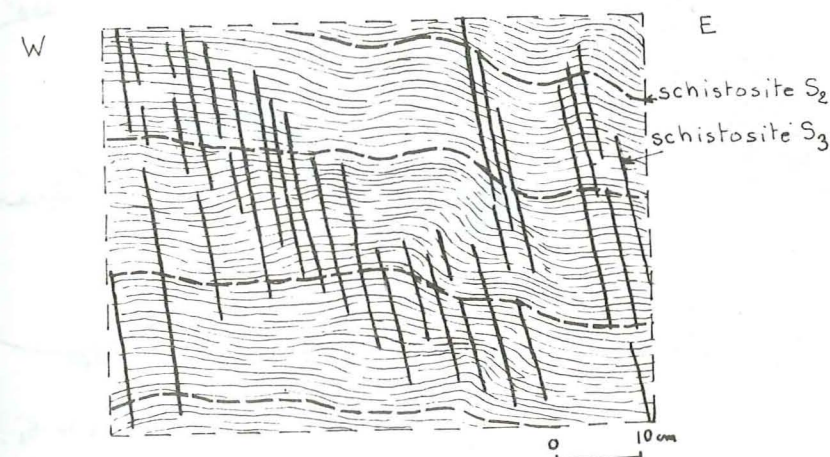
La schistosité S<sub>3</sub> est visible sur la route de l'Alpe d'Huez et sur celle de Villard Reculas (voir la coupe de la Côte Alamèle). Elle n'apparaît pas dans tous les bancs. La schistosité S<sub>2</sub> est pratiquement toujours plus ou moins pentée vers l'Est, tandis que la schistosité S<sub>3</sub> est pratiquement toujours pentée vers l'Ouest (Fig. 54).



- Fig. 54 - Schistosités S<sub>2</sub> et S<sub>3</sub> sur la route de l'Alpe d'Huez (virage 17).

Dans le dessin de la Fig. 54, la déformation globale imputable à la schistosité S<sub>3</sub> semble surtout un mouvement cisailant, le long des plans de schistosité S<sub>3</sub>, mais aussi à plus grande échelle, le long des plans de stratification. On retrouvera fréquemment ce schéma, où le sens de la rotation associée au cisaillement est inverse selon que l'on considère le cisaillement parallèle aux couches (rotation externe) ou le cisaillement parallèle aux plans de schistosité (rotation interne). On remarque en plus, que le sens du cisaillement, parallèle aux couches, synchrone de la schistosité S<sub>3</sub> est inverse de celui qui a été contemporain de la réfraction de la schistosité S<sub>2</sub> dans les bancs incompétents, avant l'apparition de la schistosité S<sub>3</sub>. L'examen de plans de Calcite plissée avec la schistosité S<sub>2</sub>, par la schistosité S<sub>3</sub> montre qu'il y a relativement peu de contraction perpendiculaire aux plans S<sub>3</sub>.

Sur toute la coupe de la Côte Alamèle on ne trouve qu'un cas (Fig. 54 bis) (près du village du Ribaut, voir coupe dans fascicule II) où le plan de S<sub>3</sub> est vertical et même fortement penté vers l'Est, et où cette schistosité S<sub>3</sub> montre nettement de la contraction perpendiculairement à son plan, avec des microplis de schistosité de flux S<sub>2</sub>, droits à déversés vers l'Ouest.



- Fig. 54 bis - Schistosité S<sub>3</sub> près du village du Ribaut (route de l'Alpe d'Huez).

On remarque également sur la coupe de la Côte Alamèle que c'est le seul cas où le contact socle-couverture sédimentaire, proche, est un plan vertical et même penté vers l'Est (partout ailleurs il est penté vers l'Ouest). Cela tend à montrer que le pendage des plans de schistosité de pli-fracture S<sub>3</sub> est lié au pendage des plans limite socle-couverture adjacents.

Toujours dans la coupe de la Côte Alamèle, sur la route de Villard Reculas, on voit que le pendage des plans de schistosité S<sub>3</sub> varie avec le pendage de la stratification et de la schistosité S<sub>2</sub>. L'angle minimal entre plan de S<sub>3</sub> et plan de S<sub>2</sub> est de 50° mais plus généralement les deux plans tendent à être perpendiculaires entre eux. Quand le plan de schistosité S<sub>3</sub> potentiel est parallèle à la stratification, il apparaît dans les bancs incompétents sous la forme d'une pseudo-stratification, fruste, parallèle aux bancs compétents.

On peut aussi noter que le pendage des plans de S<sub>3</sub> devient de plus en plus fort en s'éloignant du socle.

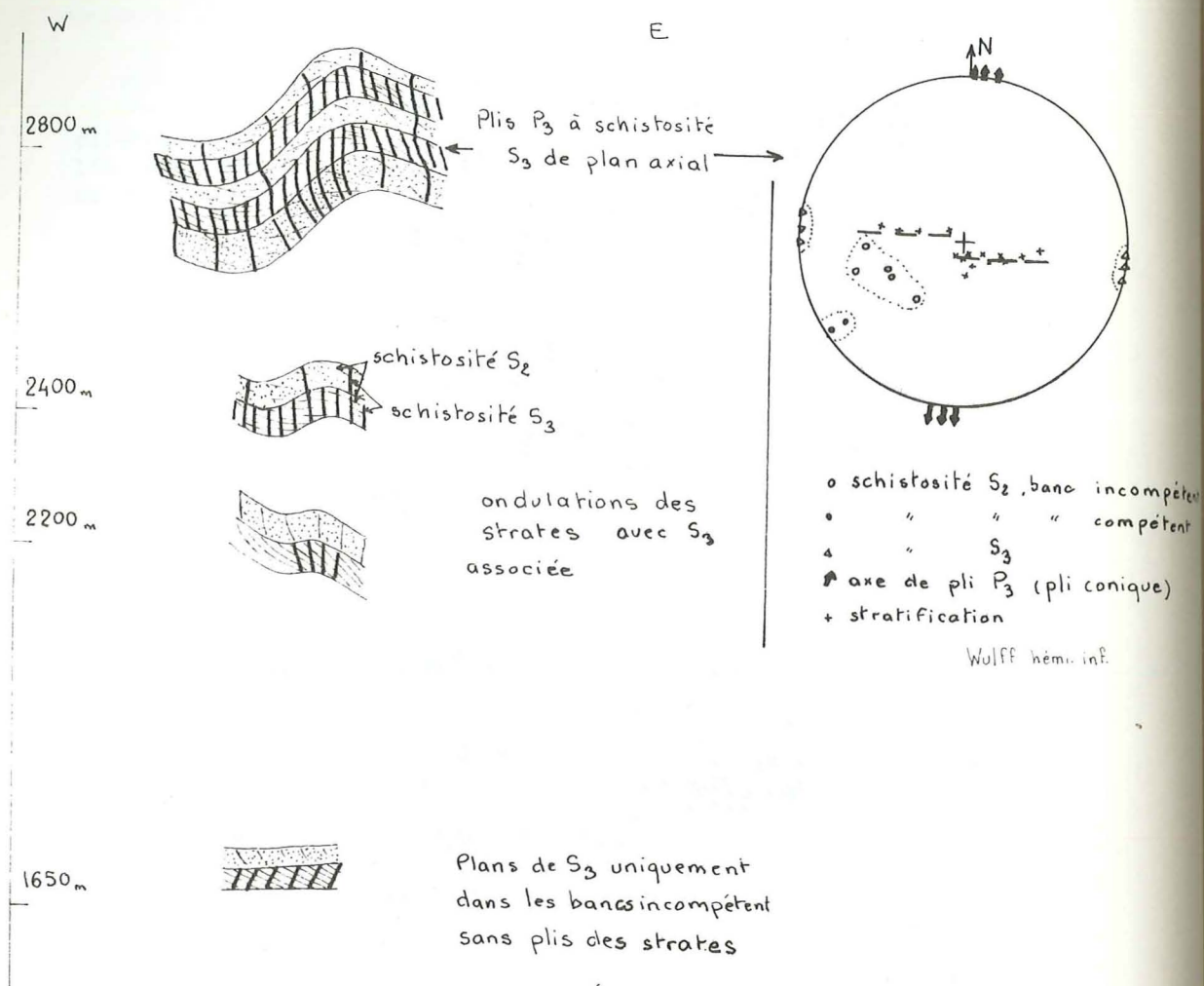
Région de Villard-Notre-Dame au Pic du col d'Ornon :

Sur la route forestière de Villard-Notre-Dame à Villard-Reymond, la schistosité de pli-fracture S<sub>3</sub> a la même forme et la même attitude que sur la route d'Huez à Villard-Reculas. Elle est limitée aux bancs incompétents, son pendage varie avec celui de la stratification, mais elle reste toujours pentée vers l'Ouest, alors que la schistosité S<sub>2</sub> est toujours pentée vers l'Est.

On retrouve à peu près le même schéma dans la combe du ruisseau de Villard-Notre-Dame au dessus de 1650m. Au dessous de cette altitude, la schistosité S<sub>3</sub> n'apparaît pas (près de Villard-Notre-Dame S<sub>3</sub> apparaît près du socle à une altitude inférieure à 1500 m).

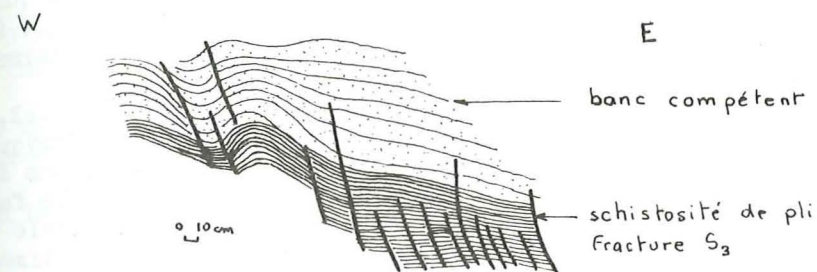
En remontant ce ruisseau vers le sommet du Pic du col d'Ornon, on peut mettre en évidence une variation de la forme et de l'attitude de la schistosité S<sub>3</sub>, qui n'est pas due à une variation de l'attitude de la schistosité S<sub>2</sub> car celle-ci reste toujours plus ou moins pentée vers l'Est, jusqu'au sommet du Pic du col d'Ornon. Le tableau de la Fig. 55 montre cette variation.





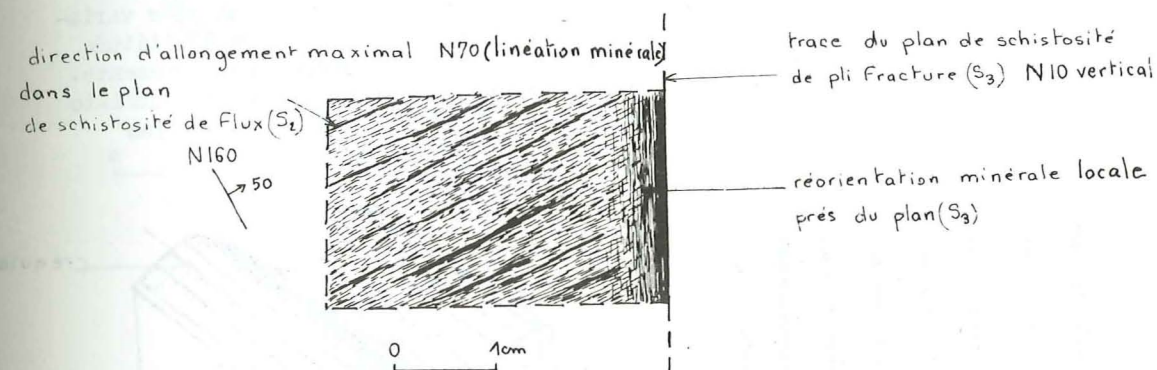
- Fig. 55 - Variation de la forme de  $S_3$  et  $P_3$  avec l'altitude dans le ruisseau de Villard-Notre-Dame au Pic du col d'Ornon.

On constate en montant, que les plans de  $S_3$  sont progressivement associés à l'apparition d'ondulations, puis de véritables plis  $P_3$ , de plusieurs mètres de longueur d'onde. La schistosité  $S_3$  est plan axial vertical de ces plis  $P_3$  et cette schistosité peut apparaître dans les bancs compétents quand leur lithologie est assez fine pour permettre le microplissement (voir Fig. 56)



- Fig. 56 - Schistosité  $S_3$  au sommet du Pic du col d'Ornon.

En lame mince, les abords d'une zone des plans de  $S_3$  montrent une réorientation minérale.



- Fig. 57 - Lame mince parallèle au plan de schistosité  $S_2$ , penté vers l'Est, au sommet du Pic du col d'Ornon.

A cette schistosité de pli-fracture sont associées deux linéations (voir Fig. 58) :

- d'une part une crénulation marquant l'intersection entre les plans de schistosité  $S_2$  et  $S_3$  parallèles à l'axe (b) des plis  $P_3$ .
- d'autre part, des stries sur les plans de glissement (plans  $S_3$ ) traduisant le mécanisme de plissement, qui est souvent du type flexion et glissement. Ces stries sont verticales quand le plan  $S_3$  est vertical ou situées dans un plan vertical perpendiculaire au plan de schistosité  $S_3$  quand celui-ci est déversé.

Il ne faut pas confondre cette dernière linéation avec la linéation minérale, liée à la schistosité de flux  $S_2$  qui a été plissée par  $P_3$ , mais qui est très mal visible dans ce secteur.

#### Synclinal de Côte Belle :

On peut voir la répartition de la schistosité  $S_3$  sur la carte des schistosités (fascicule II).

La schistosité de pli-fracture n'apparaît en basse altitude et du



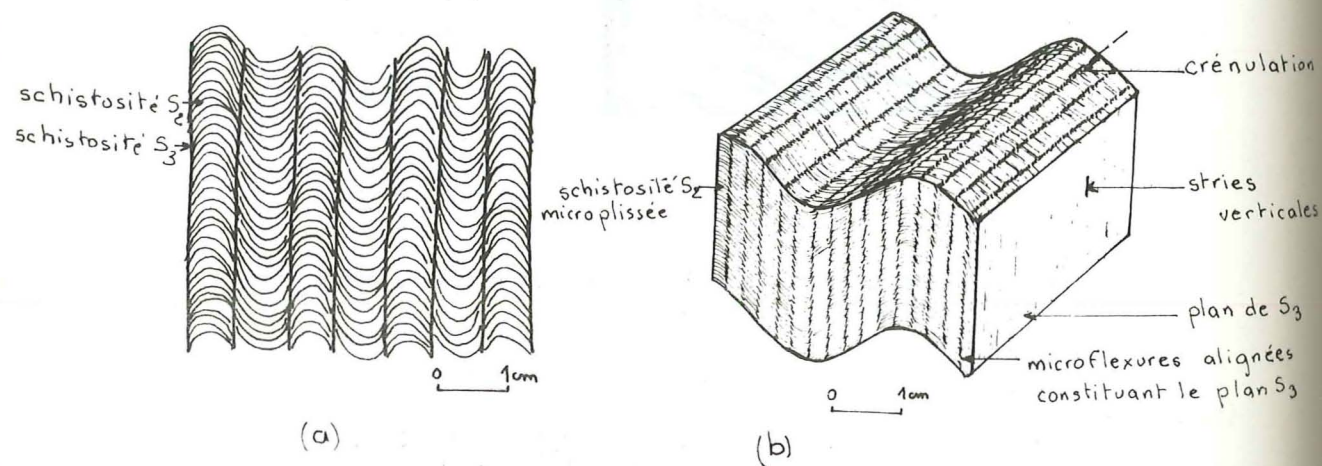
côté de la vallée de Valsénestre que comme une crénulation régulière qui est nettement différente de la linéation minérale de la schistosité S2 (cette linéation minérale étant dans ce cas, parallèle à la linéation d'intersection  $S_0/S_2$  et donc parallèle à l'axe (b) des plis P2).

Près du Pic de Valsénestre, dans la partie Ouest du synclinal, la schistosité S3 est plan axial des plis P3 de longueur d'onde décimétrique, son attitude est assez variable mais grossièrement parallèle aux plans de schistosité S2, d'où la difficulté de les différencier. On ne peut le faire que parce que les plis à schistosité S2 montrent une linéation minérale parallèle à leur axe (b), alors que les plis P3 montrent souvent des glissements sur les plans S3 avec des stries verticales. On a en fait ici deux allongements superposés : l'un synchrone de la schistosité S2, parallèle à l'axe (b) des plis P2, et l'autre synchrone de la schistosité S3, vertical ou situé dans un plan vertical perpendiculaire au plan de schistosité S3.

#### Synclinaux de Villar Loubière et Aiguilles de Morges :

Dans ces synclinaux, et surtout dans celui des Aiguilles de Morges plus vaste, la schistosité de pli-fracture apparaît bien développée dans certains bancs incompetents, sur l'ensemble de la couverture sédimentaire. Ses variations d'attitude sont visibles sur les cartes et les diagrammes synthétiques (fascicule II). Le plongement des axes (b) des plis P3 est très variable, compte tenu des variations du plongement des axes (b) et de l'attitude des plis P2 antérieurs, il est donc difficile d'en tirer des renseignements.

En ce qui concerne la forme en coupe transversale de cette schistosité S3, deux exemples ont été pris près du Chapeau et dessinés dans les Fig. 58 a et 58 b



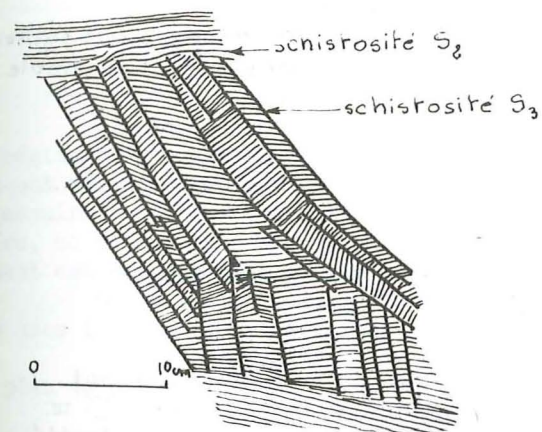
- Fig. 58 - Aspect en coupe transversale de la schistosité de pli-fracture (S3) près du Chapeau.

Sur la Fig. 58 (a) on voit que la forme en coupe transversale de la schistosité S3 est semblable à celle visible dans le synclinal de Pour d'Oisans : des microplis dont les flancs ont été cisailés pour donner le plan de schistosité de pli-fracture. Dans cette région Nord du synclinal des Aiguilles de Morges, les plans de schistosité S3 sont subverticaux et les microplis sont symétriques (Totfalten des auteurs allemands). La déformation est donc essentiellement d'extension. On pourra comparer ces structures à celles visibles dans la région Sud du synclinal (Fig. 60) où les plans de schis-

tosité S3 sont pentés vers le Nord-Est et où les microplis sont asymétriques. La déformation est alors essentiellement de cisaillement.

Dans la Fig. 58 (b), ces plans S3 restent parallèles au plan axial du pli sur toute sa coupe. Chaque plan de schistosité de pli-fracture est un alignement de microflexures qui déterminent la crénulation.

Un deuxième exemple a été pris près du Pic de Vallon Clos et dessiné dans la Fig. 59.

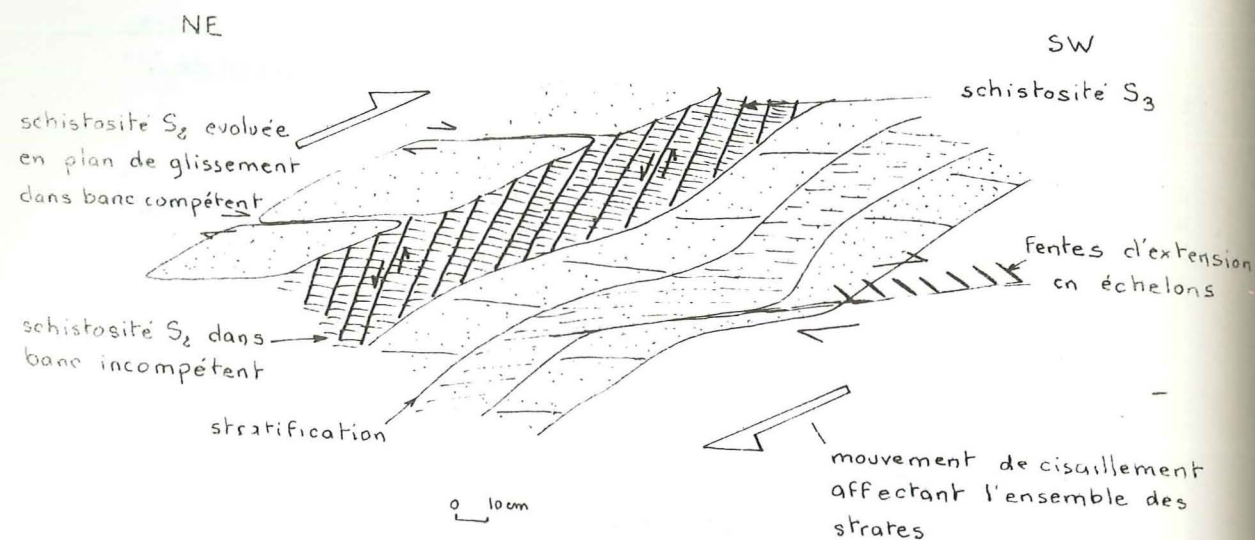


- Fig. 59 - Aspect en coupe transversale de la schistosité S3 près du Pic du Vallon Clos.

Sur cette Fig. 59, les plans de schistosité S3 sont à peine individualisés dans un ensemble de plis en "kink band". Il semble, dans ce cas, que l'on puisse mettre en évidence deux plans de schistosité S3 conjugués. Cela est tout à fait conforme aux modèles théoriques de Cobbold, Cosgrove et Summers, 1971, décrits dans le chapitre I.

Ces deux exemples ont été pris dans des régions où le pendage des plans de schistosité S3 est assez fort et où leur direction est subméridienne au Nord du synclinal, mais plus au Sud, près des Aiguilles de Morges par exemple, le plan de S3 change d'attitude, (voir cartes) sa direction devient moins méridienne et son pendage plus faible. La forme de cette schistosité S3 et les structures associées sont aussi différentes de celles visibles au Nord du synclinal des Aiguilles de Morges. On peut voir dans le dessin de la Fig. 60 qu'à l'intérieur des bancs compétents, le plan de schistosité S2 peut évoluer en plan de cisaillement subhorizontal. Le sens de ce cisaillement est inverse de celui des plans de schistosité S3 (penté vers le Nord-Est) mais il indique néanmoins le même mouvement global des couches. Le compartiment Nord-Est passe au dessus du compartiment Sud-Ouest.

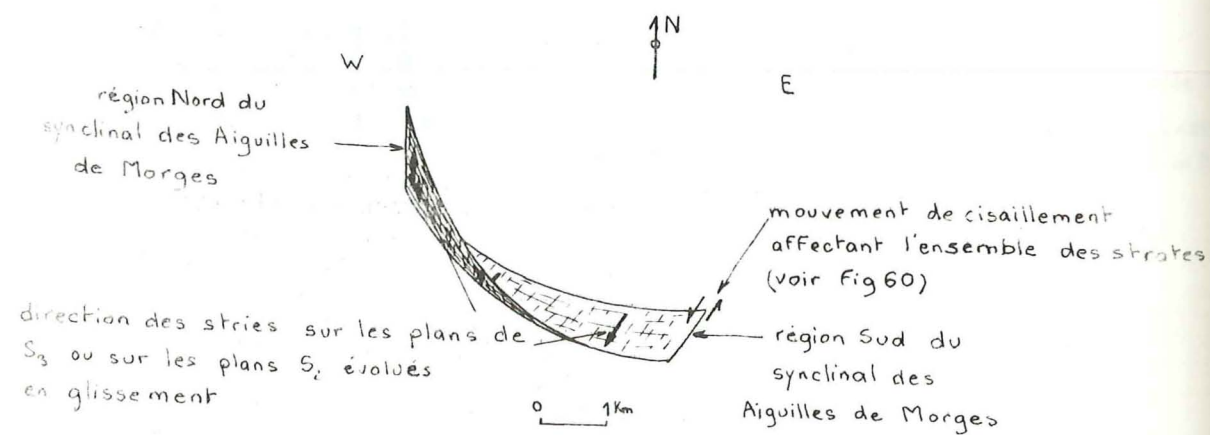




- Fig. 60 - En coupe transversale, schistosité S3 et structures associées près des Aiguilles de Morges.

Dans cette région, au Sud-Est des Aiguilles de Morges, on met donc en évidence, pour la seule fois dans l'étude de la schistosité S3 un déversement chevauchant vers le Sud-Ouest qui est associé à la schistosité S3. On peut remarquer que la direction de ce déversement chevauchant est la même que la direction du chevauchement du massif cristallin du Sirac sur la couverture sédimentaire.

Par comparaison avec l'attitude de la schistosité S3 au Nord du synclinal, on a déjà noté que ce déversement était associé à une rotation des plans de schistosité S3. C'est ce qui a été schématisé dans la Fig. 61.



- Fig. 61 - Rotation et déversement de la schistosité S3 dans le synclinal des Aiguilles de Morges.

En résumé de l'étude de la schistosité de pli-fracture S3 et des

plis P3, il faut souligner la remarquable régularité de ces structures qui, sur l'ensemble du massif du Pelvoux, sont associées à une direction de contraction maximale Z3 horizontale Est-Ouest et à une direction d'allongement maximal (X3) verticale. Il n'y a que quelques exceptions :

- dans la région d'Huez mais cela semble local et dû à l'attitude du plan de compression (limite du socle et de la couverture)

- dans la région Sud du synclinal des Aiguilles de Morges, où la schistosité S3 est associée à un déversement chevauchant vers le Sud-Ouest. Dans tous les cas où cette schistosité S3 est déversée, le plan (X3, Z3) reste vertical et perpendiculaire au plan S3.

#### 1.4- Les Failles méridiennes à mouvement vertical et contraction perpendiculaire.

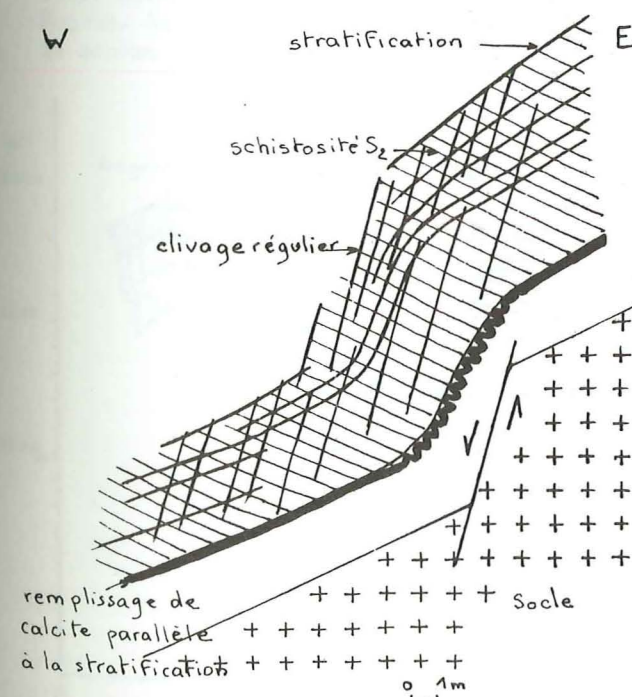
Précisons immédiatement que ce type de faille n'apparaît que dans la région Nord-Ouest du Pelvoux. Dans les Grandes Rousses, des failles normales ont été décrites par de nombreux auteurs, elles déterminent des plateaux successifs ; plateau des Petites Rousses, plateau des Lacs. Dans le sédimentaire, on trouve également des failles ayant la même attitude, mais leur mouvement est souvent plus complexe que celui des failles normales.

En ce qui concerne notamment les rapports de l'attitude de ces failles avec le plan de schistosité S2, il y a deux possibilités :

- Soit ces failles, comme le plan de schistosité S3, sont obliques au plan de schistosité S2 (quand celle-ci est déversée).
- Soit ces failles sont parallèles au plan de schistosité S2 (quand celle-ci est verticale).

##### 1.4.1- Les failles méridiennes à mouvement vertical, oblique à la schistosité S2.

On ne trouve ce type de rapport que dans les régions où la schistosité de flux S2 est déversée. Par exemple, dans la Côte du Seignet (Fig. 62).



- Fig. 62 - Coupe schématique montrant une flexure de la stratification dans la Côte du Seignet.



La stratification montre une zone de flexure qui correspond peut-être à une faille normale du socle sous-jacent. On remarque que la schistosité S2 n'est apparemment pas déformée par cette flexure et que le remplissage de Calcite parallèle à la stratification n'est plissé que dans cette zone de flexure. Ces plis de Calcite traduisent une contraction parallèle aux plans de faille normale supposée !... On peut donc en déduire que cette faille a fonctionné au moment du déversement de la schistosité S2. Les plis de Calcite peuvent être antérieurs au basculement de S2, dans la zone de flexion ils ont été conservés et même accentués, alors qu'ailleurs ils étaient laminés par le chevauchement couverture sur socle qui se traduit par de nombreuses stries subhorizontales parallèles au sens du mouvement de basculement de S2.

Le clivage régulier, subparallèle aux plans de faille normale, que l'on peut également voir dans le dessin de la Fig. 62, est la traduction dans la couverture sédimentaire du fonctionnement ultérieur de cette faille après le basculement de la schistosité S2.

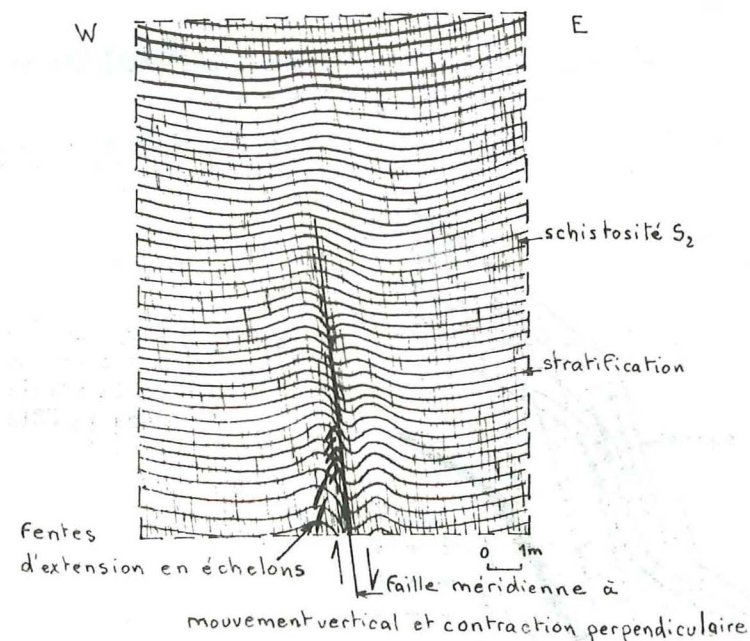
#### 1-4-2- Failles méridiennes à mouvement vertical parallèle à la schistosité S2.

On décrira plusieurs exemples, montrant que la valeur du mouvement vertical de ces failles varie régionalement.

##### Région de la Côte Alamèle :

Dans la coupe de la Côte Alamèle, ces grandes failles méridiennes verticales, subparallèles à la schistosité de flux S2 montrent un mouvement vertical très net avec montée relative du compartiment Ouest.

Un de ces plans a été dessiné dans la Fig. 63 (voir situation sur la coupe).



- Fig. 63 - Pli-faille vertical dans la Côte Alamèle.

Sur la Fig. 63, on note à la fois un cisaillement parallèle au plan de faille (fentes d'extension en échelons) avec montée relative du compartiment Ouest et une contraction perpendiculaire au plan de faille qui est mise en évidence par des plis de longueur d'onde métrique.

On retrouve ces plans de failles à mouvement vertical parallèle à la schistosité S2 associés à des plis de longueur d'onde métrique dans d'autres endroits de la coupe, en particulier dans les deux grands anticlinaux qui sont sous la route de Villard Reculas.

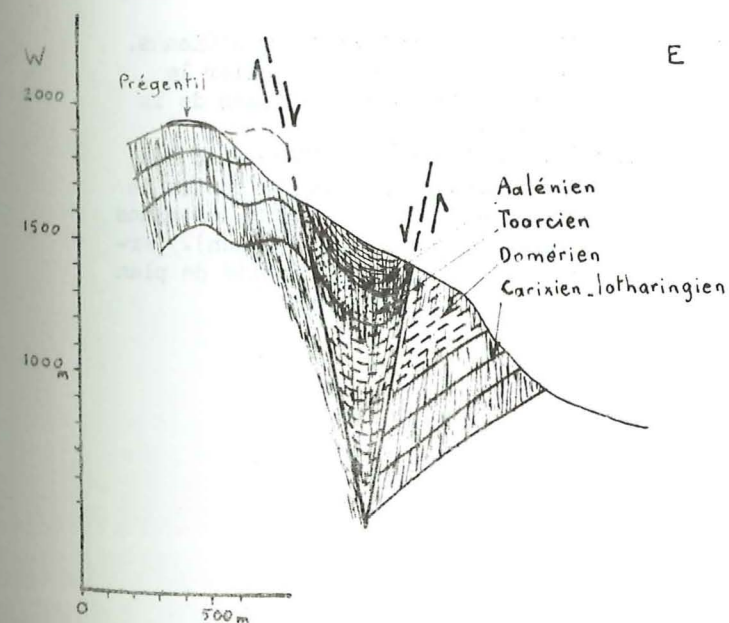
##### Les Aiguillettes Nord :

Dans les parties basses de cette coupe, où la contraction perpendiculaire aux plans de schistosité S2 est très importante, apparaissent des plans de failles avec des plis associés de longueur d'onde faible par rapport aux grands plis à schistosité S2. Près de ces failles, l'étirement minéral est toujours vertical comme dans l'ensemble du massif des Aiguillettes. Le sens du mouvement relatif s'inverse selon que l'on est sur le côté Ouest ou sur le côté Est du synclinal. La couverture sédimentaire s'enfonce, comme dans un bassin, par rapport au socle. Mais les failles bordières d'un bassin d'effondrement sont des failles normales or, ici, il apparaît nettement une contraction perpendiculaire à leur plan. On a donc, comme dans la Côte Alamèle plutôt des plis-failles mais le mouvement global est analogue à celui d'un bassin d'effondrement.

Du point de vue directionnel, on remarque sur les cartes que les structures telles que : axe (b) des plis, plan de schistosité S2, plis-failles, directions perpendiculaires aux diaclases de type B, situées au centre du synclinal ont une direction plus méridienne que les mêmes structures situées près des bordures du synclinal.

##### Zone de failles méridienne au milieu du synclinal de Bourg d'Oisans :

Barféty et al (1970) ont décrit une zone de failles méridienne passant à l'Ouest de la Côte Alamèle, à l'Est de Prégenti, se divisant en deux parties dans la combe Nord du Grand Renaud, qui viennent se rejoindre à l'Ouest du Petit Renaud (voir situation sur la carte des diaclases). Ces auteurs ont mis en évidence un mouvement de rejeu vertical avec mouvement relatif inverse pour les deux parties de cette zone : dans la combe du Grand Renaud. Au total il y a montée relative du compartiment Ouest comme l'indique le schéma de la Fig. 64.



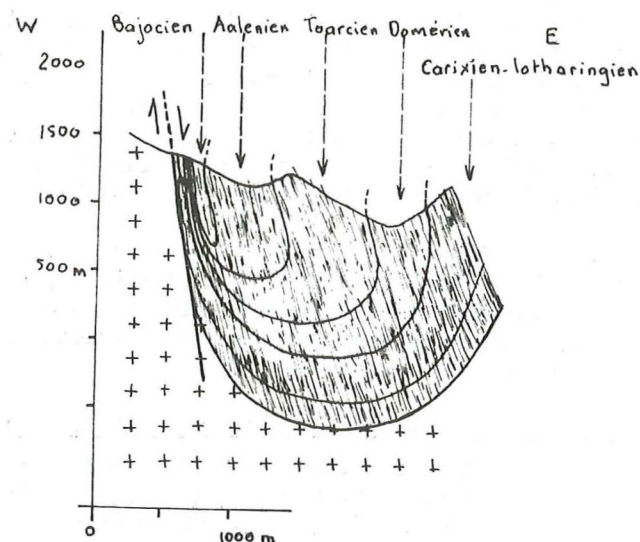
- Fig. 64 - Coupe transversale d'après la carte géologique au 1/50 000 de Vizille.



Nous verrons en détail plus loin l'étude de cette zone mais on y voit également une contraction perpendiculaire aux plans de failles, ce qui les rend tout à fait semblables de ce point de vue aux plis-failles décrits précédemment.

Bordure Ouest du synclinal, faille au contact entre socle et couverture :

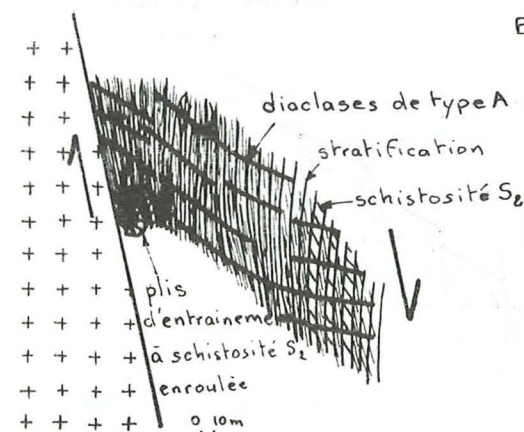
On retrouve encore dans ce cas, mais à plus grande échelle les mêmes structures que celles décrites précédemment, c'est-à-dire à la fois un mouvement vertical et une contraction perpendiculaire qui se traduit ici par un laminage et un aplatissement des plis à schistosité S<sub>2</sub> : Barféty et al (1970) ont montré qu'un flanc du synclinal était complètement laminé contre cette faille, en trouvant du Bajocien près du contact avec le socle (Fig. 65 et coupe la Poute-Oulles).



- Fig. 65 - Coupe transversale de la bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans d'après la carte géologique de Vizille au 1/50 000.

Tout le long de la bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans, l'étirement minéral est vertical et très important. On peut rappeler le "métamorphisme" mis en évidence près de cette faille par les études de la cristallinité des Illites (paragraphe II-1-2-2).

La montée du socle se traduit également par une déformation des diaclases de tronçonnement originellement horizontales, comme le montre le dessin de la Fig. 66. Il y a localement un basculement vers l'Est des plans axiaux des plis (dans le ruisseau de la Poutuire près du col d'Ornon). Certains plis entraînés par la montée du socle ont eu leur schistosité de plan axial S<sub>2</sub> enroulée.



- Fig. 66 - Bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans à l'Ouest du Périer.

On peut également interpréter la superposition des deux groupes de diaclases de tronçonnement dans le secteur de Vaujany de la même manière (voir carte des diaclases) ; une partie des diaclases, celles pentées vers l'Est peuvent être déformées comme dans la Fig. 66 et l'autre partie être des diaclases en échelons liées au plan de cisaillement vertical.

La faille qui limite la couverture sédimentaire du synclinal de Bourg d'Oisans à l'Ouest a donc le même mouvement que celles que nous avons décrites dans la Côte Alambère, dans les Aiguillettes, dans la combe Nord du Grand Renaud, mais le mouvement vertical aussi bien que la contraction sont incomparablement plus forts ici que dans les cas précédents.

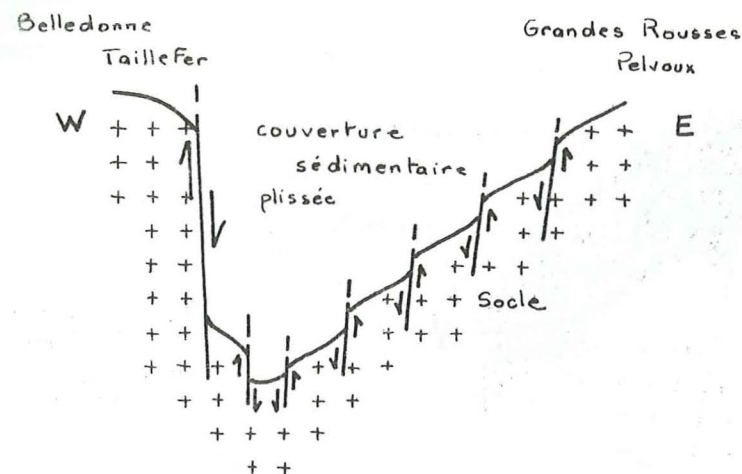
Le même type de faille existe dans la coupe du Tourot mais le mouvement vertical est très réduit.

D'une manière générale et surtout au Nord de la Romanche, on retrouve dans les diagrammes synthétiques un groupement de diaclases méridiennes, verticales, qui peuvent être reliées aux failles méridiennes à mouvement vertical que nous venons de décrire.

En résumé, ces failles méridiennes à mouvement vertical semblent avoir fonctionné pendant, et surtout après la formation de la schistosité de flux S<sub>2</sub>, puisque leur direction est fréquemment guidée par le plan S<sub>2</sub>. Elles sont fréquemment associées à des plis de faible longueur d'onde (ou à d'autres structures traduisant une contraction), ces structures apparaissant en même temps que le mouvement vertical.

Le mouvement vertical et la contraction sont inégalement répartis dans une coupe transversale du synclinal de Bourg d'Oisans, l'enfoncement de la couverture par rapport au socle est dissymétrique, et ne se produit pratiquement que du côté Ouest, comme cela est schématisé dans la Fig. 67.





- Fig. 67 - Coupe transversale du synclinal de Bourg d'Oisans montrant les mouvements verticaux différents entre les deux côtés du synclinal.

#### 1-5- Le déversement des plis P2 à schistosité S2

##### 1-5-1- Les plis déversés et couchés.

Sur la bordure Est du synclinal de Bourg d'Oisans, la schistosité S2, plan axial de plis P2 est localement déversée vers l'Ouest.

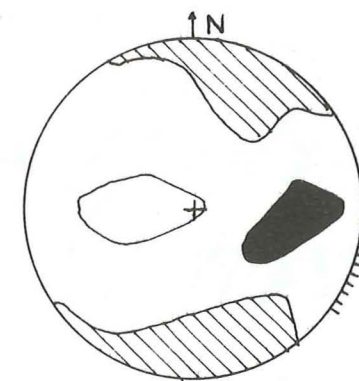
##### Région du Signal de l'Homme :

Sur une coupe transversale du Signal de l'Homme d'après Bornuat (1962), la structure générale ainsi que les rapports stratification-schistosité S2 confirment le déversement de cette schistosité. Une autre coupe, dans la Côte du Seignet (parallèle à la Combe Blanche) montre que la réfraction des plans de schistosité S2 entre les bancs compétents et incompétents a pratiquement disparu, ce qui témoigne d'un fort aplatissement perpendiculaire aux plans axiaux des plis déversés.

Cet aplatissement se traduit également au niveau de l'étirement minéral qui est important, et dont la direction est constante (entre Nord 90 et Nord 130°), quelle que soit la direction des axes de plis (de Nord 40 à Nord 140°). On trouve également un grand nombre de stries sur les plans subhorizontaux de stratification ou de schistosité S2. Elles ont une direction Nord 85 à Nord 130° et sont donc parallèles à cet étirement sur l'ensemble du Signal de l'Homme. Le compartiment Est passe au dessus du compartiment Ouest.

Signalons en renvoyant à la Fig. 62 que les plis des filons de Calcite parallèles à la stratification portent des stries sur leur surface enveloppe. Ces stries sont contenues dans un plan vertical Nord 130° alors que le plan axial des plis est en moyenne Nord 170 - Est 60°.

L'ensemble des directions de pli, schistosité S2, allongement maximal, mesurées dans la Côte du Seignet et la région de Maronne ont été reportées sur le diagramme de la Fig. 68.



Wulff hémisph.

- direction d'allongement maximal
- pôles des plans de schistosité S2
- ▨ axes (b) des plis P2 et linéations parallèles : S0/S2 et axes de boudins
- ▤ stries subhorizontales, le compartiment E passe au dessus du compartiment W

- Fig. 68 - Diagramme des structures de la Côte du Seignet et de la région de Maronne.

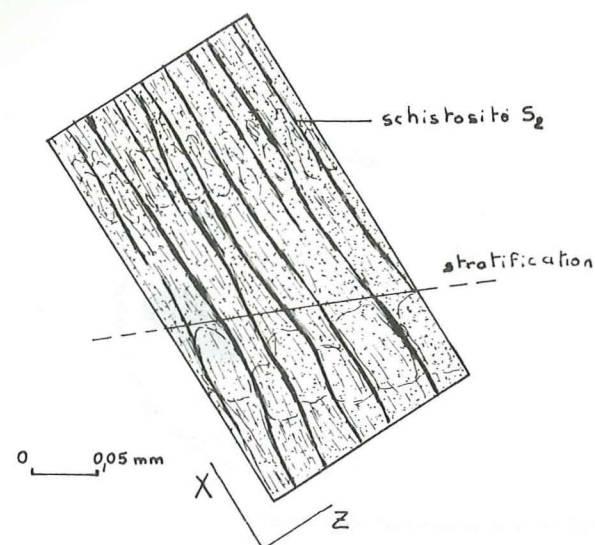
D'une manière générale, on retrouve toutes les autres structures associées aux plis droits décrits dans le paragraphe II-1-2 : axes de plis plongeants, diaclases de type A et B. Mais elles ont subi une rotation et les modalités de cette rotation sont expliquées dans l'interprétation. On remarque en particulier, sur les cartes, au Sud de la Côte du Seignet, que le même pli passe en continuité de la direction Nord 140° à la direction Nord 25° alors que la schistosité S2, plan axial de ces plis, passe de Nord 165° à Nord 5°.

Dans toute la région du Signal de l'Homme, on constate également un boudinage des diverses fentes à Calcite, parallèles à la stratification ou à la schistosité S2 des bancs compétents. L'axe des boudins est généralement parallèle à l'axe (b) des plis, cependant on trouve quelques boudins dont l'axe est situé dans un plan perpendiculaire à cet axe (b). Ce dernier boudinage traduit un allongement parallèle à l'axe (b) qui est moins important que l'allongement parallèle à l'étirement minéral.

##### Région du Pic du col d'Ornon - Grand Renaud :

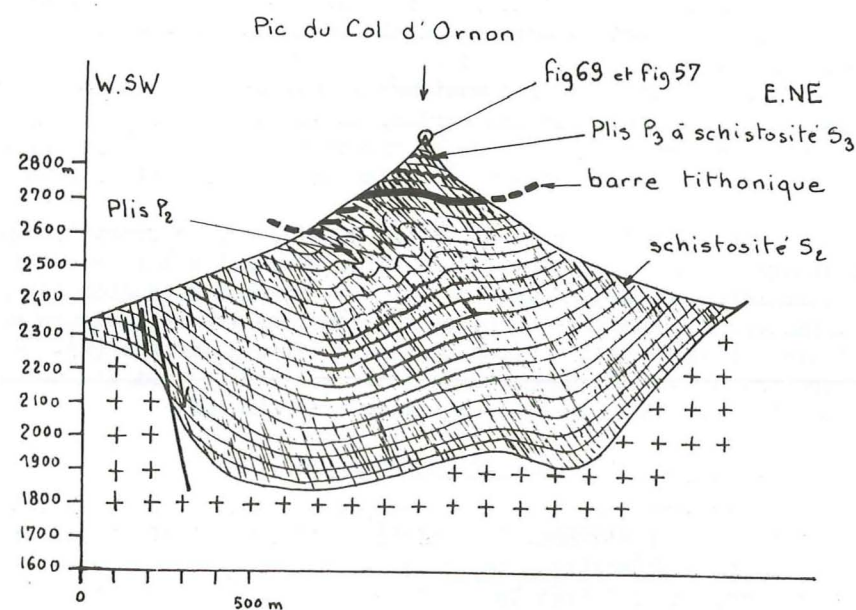
La schistosité S2 de flux est pentée de 50 à 60° vers l'Est au sommet du Pic du col d'Ornon. La linéation d'étirement n'est pas bien visible sur ces plans de schistosité, mais dans une lame mince prise dans un banc compétent, on voit bien la trace de la stratification recoupée par la schistosité de flux S2. Signalons au passage que celle-ci n'est pas tout à fait identique à celle d'Oulles (Fig. 18), l'étirement minéral est moins important mais les plans de schistosité S2 apparaissent néanmoins nettement individualisés (Fig. 69).





- Fig. 69 - lame mince, sommet du Pic du col d'Ornon.

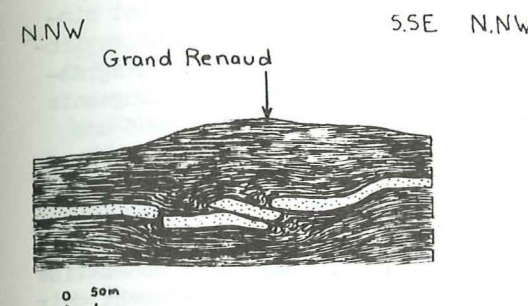
Une coupe transversale du massif a été dessinée en utilisant la carte de la limite socle-couverture sédimentaire (Fig. 70).



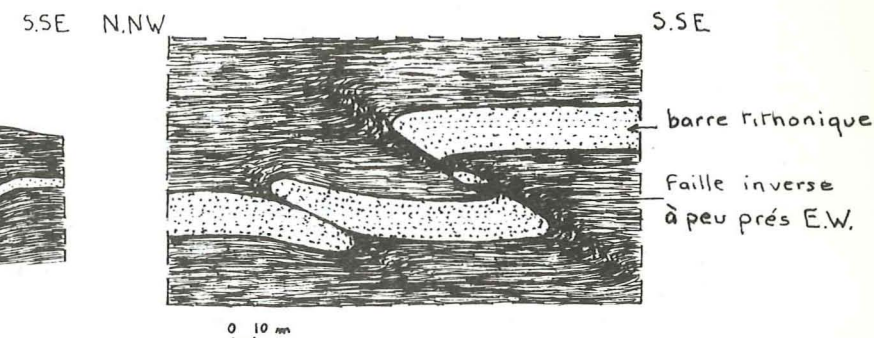
- Fig. 70 - Coupe transversale du massif du Pic du col d'Ornon.

On remarque que comme à la Côte Alamèle, le plissement n'est apparemment pas très intense, mais qu'il admet cependant une schistosité de flux S2. Il y a donc probablement aussi épaissement de la couverture sédimentaire.

Une coupe longitudinale a été faite d'après photos (Fig. 71).



- Fig. 71 - Coupe longitudinale du massif du Grand Renaud (partie Ouest).



- Fig. 72 - Coupe longitudinale du massif du Grand Renaud (partie Est), faille inverse à peu près Est-Ouest.

La barre Tithonique montre des redoublements locaux. On remarque ces redoublements aussi bien dans les coupes longitudinales que transversales.

- Dans la coupe transversale, ce redoublement est accompagné dans les bancs plus compétents qui entourent la barre Tithonique, de plis de direction Nord 160° déversés vers l'Ouest.

- Dans les coupes longitudinales (Fig. 71 et 72), on peut remarquer que le redoublement de la barre Tithonique est dû à des failles inverses dont la direction est à peu près Est-Ouest.

#### Région des Aiguillettes :

Nous avons déjà signalé (dans le paragraphe II-1-2-3) l'ébauche de chevauchement du socle sur la couverture vers l'Ouest dans la partie Est du synclinal des Aiguillettes. Il est possible que ce chevauchement se poursuive plus au Nord dans une zone qui est hors de notre étude.

En résumé de l'étude du déversement de la schistosité S2 de ces régions Nord-Ouest du Pelvoux, on retiendra que le déversement vers l'Ouest est postérieur à la formation de plis P2 à schistosité S2 et que l'on peut mettre en évidence, dans le massif du Pic du col d'Ornon, un chevauchement local vers le Nord (failles inverses Est-Ouest).

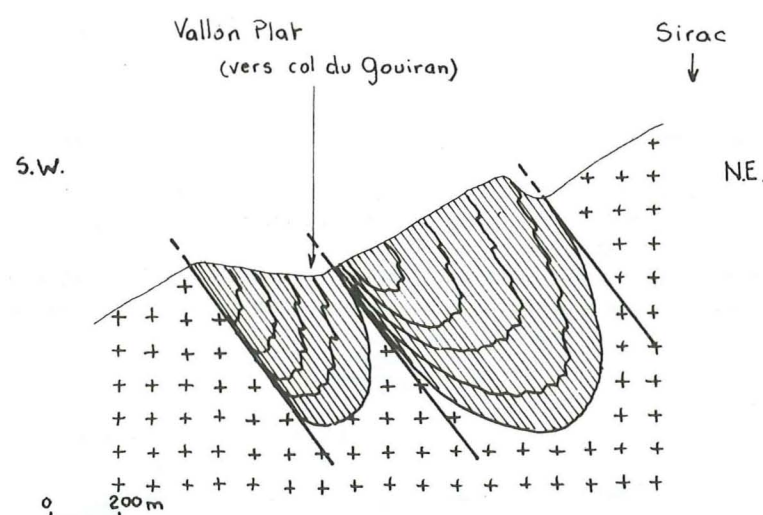
#### Région des Aiguilles de Morges :

Dans cette région, nous avons noté lors de l'étude de la schistosité de pli-fracture S3, les différences d'attitude de cette schistosité S3 entre les parties Nord et Sud du synclinal (paragraphe II-1-3, Fig. 61). On retrouve pour le déversement de la schistosité S2 les mêmes variations mais les différences sont encore plus accentuées, comme on peut le voir sur les diagrammes synthétiques et sur les cartes (Fascicule II). Nous les énoncerons simplement en disant qu'au Nord du synclinal, la schistosité S2 est subméridienne (Nord 170°), fortement pentée vers l'Est (plus de 60°), alors qu'au Sud sa direction devient Nord 110°, et son pendage plus faible (moins de 40°).



Les formes des structures synchrones de la schistosité S2 subverticale que nous avons décrites dans le paragraphe II-1-2 n'ont pas été modifiées par cette rotation et par ce déversement chevauchant. Ces structures ont simplement changé d'attitude en même temps que la schistosité S2. Nous ne reviendrons pas sur leur description. On peut simplement remarquer sur les diagrammes synthétiques (Fascicule II) que le basculement des plis à axes plongeants a pour effet de modifier leur direction et que dans la région Sud, avec une schistosité S2 Nord 110°, les plis sont Nord 70°. Nous reverrons ce problème dans l'interprétation.

Nous avons aussi signalé, lors de l'étude de la schistosité S3 que dans la région Sud du synclinal des Aiguilles de Morges, le socle (massif du Sirac) était chevauchant sur la couverture sédimentaire; nous avons schématisé ce déversement chevauchant dans la coupe de la Fig. 73. On peut également voir dans cette coupe la différence qui existe entre les flancs Nord-Est et Sud-Ouest des synclinaux : les flancs Ouest sont laminés alors que les flancs Est, bien que déversés montrent une série à peu près complète. On retrouve donc le même schéma que celui déjà signalé dans les régions Nord-Ouest du Pelvoux.



- Fig. 73 - Coupe transversale, au Sud des Aiguilles de Morges.

En ce qui concerne la couverture sédimentaire, des structures synchrones de ce chevauchement ont déjà été décrites dans l'étude de la schistosité de pli-fracture.

En résumé : soulignons que l'attitude de la schistosité S2 varie comme celle de la schistosité S3, mais ces variations de S2 sont plus importantes que celles de S3. En première approximation, on pourrait imaginer que la rotation et le déversement dans la région Sud ont commencé après la formation de la schistosité S2 et qu'ils se sont poursuivis avant et après la formation de la schistosité S3. Nous reviendrons sur ce point dans l'interprétation.

### 1-5-2- Les principaux chevauchements du socle sur la couverture sédimentaire.

#### Région d'Huez :

Un chevauchement du socle sur la couverture (et même localement sur le socle) prolonge au Nord le déversement des plis P2(S2) du Signal de l'Homme (voir cartes fascicule II et paragraphe II-1-5-1-). Le plan de chevauchement du socle est subparallèle au plan de foliation des gneiss à peu près Nord 125° Nord-Est 50°, le passage entre le chevauchement du socle et le déversement du Signal de l'Homme se fait par l'intermédiaire d'un décrochement Nord 140° sénestre déjà signalé par Bornuat (1962). Ce chevauchement de socle s'arrête au Nord contre un faisceau de failles Nord 60° (marquées sur la carte des diaclases et failles) et sur lesquelles nous reviendrons dans l'étude des décrochements.

#### Région de Villard-Notre-Dame :

Au Nord de la Côte Dure, près de Villard-Notre-Dame, il y a un chevauchement du socle sur la couverture, décrit par de nombreux auteurs (Vernet 1961, Reboul 1961, Barféty et al, carte géologique au 1/50 000 de Vizille), qui a été dessiné sur la carte des diaclases et failles. Le chevauchement se fait vers le Nord. Dans la couverture sédimentaire, ce mouvement est traduit par des failles inverses Nord 70° - Sud-Est 45°. On peut aussi lui rapprocher les failles inverses à peu près Est-Ouest mises en évidence dans l'étude du Grand Renaud, toutes ces failles montrent une direction de mouvement chevauchant à peu près méridienne.

Près de Villard-Notre-Dame, le pendage général de la schistosité S2 est penté vers l'Est, et cette schistosité est localement déformée par le chevauchement du socle vers le Nord. Cependant la schistosité S3, subverticale, n'a pas été affectée par ce chevauchement qui a donc dû se produire entre la formation de ces deux schistosités.

#### Région du Signal de Lauvitel :

Dans la région au Nord du Signal de Lauvitel, il existe également des chevauchements du socle sur la couverture sédimentaire entraînant des plis déversés dans la couverture (voir cartes dans le fascicule II). La direction perpendiculaire aux plans axiaux des plis déversés considérée comme la direction du chevauchement varie de Nord 90° à Nord 40°.

Signalons qu'au Signal de Lauvitel, Vernet (1961) a dessiné sur sa carte des chevauchements socle sur socle dont la direction de mouvement semble Nord-Est, et serait donc presque perpendiculaire à celle des chevauchements socle sur couverture.

### 1-5-3- Les structures des zones intermédiaires entre schistosité S2 déversée et schistosité S2 verticale.

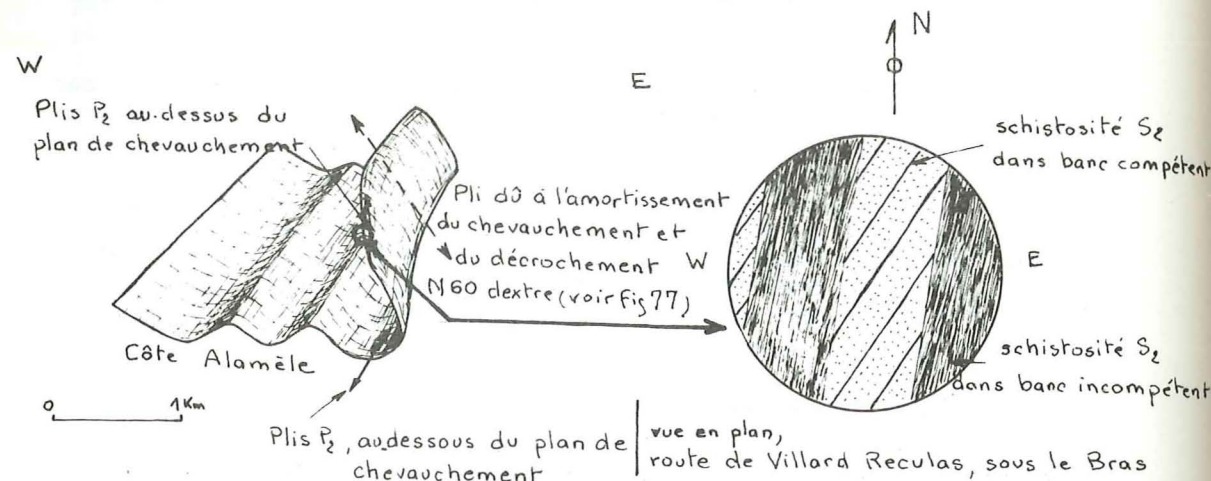
#### Région au Nord du Signal de l'Homme :

Les structures déversées du Signal de l'Homme et le chevauchement de socle d'Huez s'amortissent au Nord et cela se traduit dans la partie Est dans la coupe de la Côte Alamèle par un grand pli synclinal déversé (voir cette coupe et les cartes dans le fascicule II).

Dans cette coupe, les directions d'axe (b) des plis P2 déversés qui sont situés au-dessus du plan de chevauchement du socle, sont plus méridiennes que les direction d'axe (b) des plis P2 déversés, situés sous le plan de chevauchement. L'amortissement du déversement des structures du Signal de l'Homme a eu pour effet de transformer le grand pli synclinal situé dans la



partie Est de la Côte Alamèle, qui devait être originellement droit et cylindrique, en un pli déversé et conique (Voir Fig. 74).



- Fig. 74 - Schéma des plis de la région comprise entre la Côte Alamèle et le col de Poutran.

Dans ce pli conique, les rapports schistosité S2 stratification ne sont donc pas aussi simples que dans les plis droits et cylindriques décrits dans le paragraphe II-1-2. On observe en effet (Fig. 74) que sur la route de Villard Reculas, sous le Bras, la direction So/S2 (subverticale) n'est pas parallèle à l'axe (b) des plis (20° Nord) que l'on mesure (par cheminement sur la coupe transversale) ou que l'on détermine (par d'autres structures synchrones du plissement telles que les boudins de stratification). On peut considérer que l'on a en fait une intersection entre l'ancien pli P2(S2) de direction Nord 30 à 40°, droit et cylindrique, et un pli à axe fortement plongeant vers l'Est, dû à l'amortissement du déversement du Signal de l'Homme. C'est cette intersection qui provoque le pli conique, déversé, la direction de So/S2 étant intermédiaire entre les deux directions des axes de plis superposés.

#### Région à l'Ouest du Signal de l'Homme et du Grand Renaud:

Nous avons déjà signalé l'existence d'une zone de failles à mouvement vertical, décrite par Barféty et al (1970), passant à l'Est de Prégentil et à l'Ouest du Petit Renaud et dont on pourra voir la forme exacte sur la carte des diaclases et failles. Nous avons également vu que sur une ligne Rochetaillée-Ouest de la Côte Alamèle-Est de Prégentil, les axes de boudins des fentes à Calcite inter-schistosité des bancs compétents sont dans un plan perpendiculaire à l'axe (b), au lieu de lui être parallèle comme sur l'ensemble du synclinal de Bourg d'Oisans.

Il existe encore d'autres structures originales le long de cette zone, que nous allons énumérer maintenant :

L'étude des plis d'un banc compétent dans les schistes domériens de la Combe Nord du Grand Renaud permet de mettre en évidence d'une part des plis P2 Nord 30 à Nord 40° à schistosité de flux de plan axial S2, et d'autre part une déformation de ces plis qui tend à leur donner une direction Nord 160° à Nord 170°, la schistosité de flux restant parallèle aux plans axiaux des plis déformés.

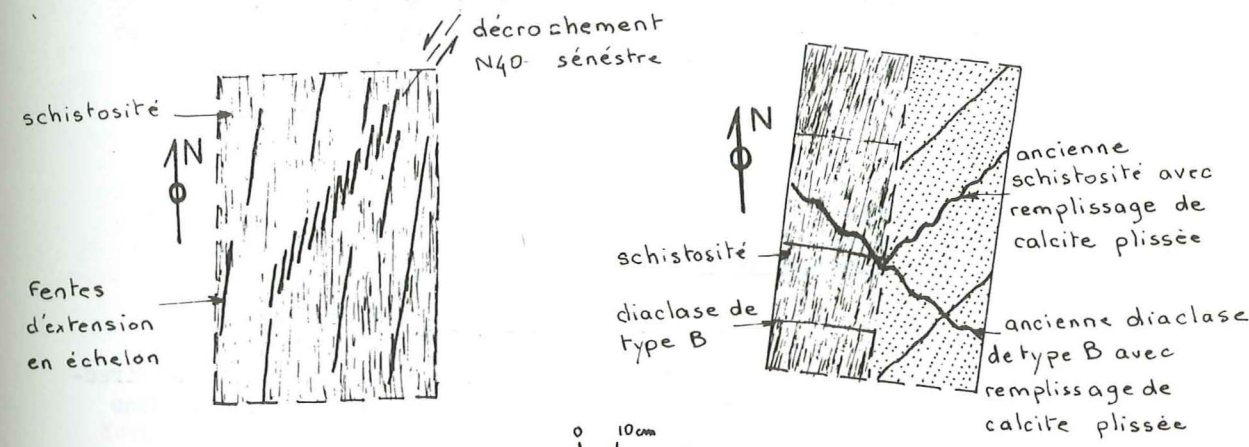
On retrouve localement des plis P2 déformés de direction Nord 170° à schistosité de flux de plan axial dans la falaise Est de Prégentil au milieu de plis P2 réguliers Nord 10 à Nord 20° à schistosité de flux S2 de même direc-

tion.

De même, au Sud de la Tête de Louis XVI, on a un enlacement des axes de plis P2 Nord 30 à Nord 40° à schistosité S2 et dans cet enlacement il y a un synclinal de schistes domériens, ayant une direction Nord 150° avec une schistosité de flux de même direction.

Dans cette même région Barféty et al ont mis en évidence une intersection de deux directions de plis, les uns étant les plis P2(S2) déjà signalés, et les autres des plis Nord 160° assez amples qui prolongent au Nord des plis Nord 160° visibles sur la carte de la limite socle-couverture dans le massif du Grand Renaud. C'est à ces plis que l'on peut rattacher la schistosité de flux locale de même direction, en soulignant que cette direction Nord 160° est une déformation de la direction Nord 30 à 40° de la schistosité S2 synchrones des plis P2.

A l'Est de Prégentil et dans la combe Nord du Grand Renaud, on trouve d'anciens "filons" de Calcite Nord 135° et Nord 30 à 40° verticaux qui ont été plissés et qui montrent donc des axes (b) verticaux avec une schistosité de flux de plan axial Nord 5 à Nord 10°. On trouve également une série de fentes de Calcite Nord 20 à Nord 30° verticales quelquefois en échelons et indiquant un décrochement Nord 40° sénestre local (Fig. 75).



- Fig. 75 - Vue en plan de structures visibles dans la partie Est de Prégentil (Ravin de St Antoine).

Là encore les "filons" de Calcite verticaux plissés Nord 135°, perpendiculaires aux plans de S2 des bancs compétents peuvent être d'anciennes diaclases de type B liées au début de la formation de S2. On remarquera également la différence de direction entre les plans de schistosité des bancs compétents et incompetents, ce qui se traduit sur la carte par des directions de linéation So/S2 très pentées surtout pour la schistosité des bancs compétents (voir Fig. 74).

A l'Est de Prégentil on trouve des plis de direction Nord 90 à Nord 130° avec une schistosité S2 enroulée. Ces plis sont donc postérieurs à la formation de S2 mais cette dernière montre néanmoins toujours un allongement maximal vertical.

Nous soulignerons donc qu'il y a probablement eu dans cette zone à l'Ouest du Signal de l'Homme et du Grand Renaud successivement deux déformations de direction principale pas tout à fait parallèles. La première de ces déformations doit être synchrone de l'apparition de l'ensemble des plis P2 à



à schistosité S2 puisque sa direction reste parallèle à celle des plis P2(S2) des régions situées plus à l'Ouest. La deuxième déformation, ayant pour direction de contraction maximale Nord 70°, devrait plutôt être rattachée au basculement vers l'Ouest des structures du Signal de l'Homme ou du Grand Renaud (pli de socle Nord 160° sous le Grand Renaud), puisque c'est le seul épisode de contraction à peu près Est-Ouest que nous ayons mis en évidence entre les schistosités S2 et S3. On peut remarquer que cette zone se situe au niveau d'une virgation de la direction de la schistosité S2 qui passe de Nord 30° au Nord de la Côte Alamèle à Nord 160° au Sud de la Malsanne.

En résumé de toute l'étude des déversements de la schistosité S2 et des plis P2, on retiendra que les structures associées à ces plis sont analogues à celles associées aux plis à schistosité S2 de plan axial vertical et qu'elles ont simplement été basculées après leur formation synchrone de plis droits. On retrouve une différence entre les régions Nord-Ouest et le Sud du Pelvoux :

Dans le Nord-Ouest le déversement principal se fait vers l'Ouest il y a très localement des chevauchements vers le Nord.

Dans le Sud le déversement principal se fait vers le Sud-Ouest et même vers le Sud dans les Aiguilles de Morges.

#### 1-6- Les décrochements.

##### 1-6-1- Les décrochements Nord 40° à Nord 70°.

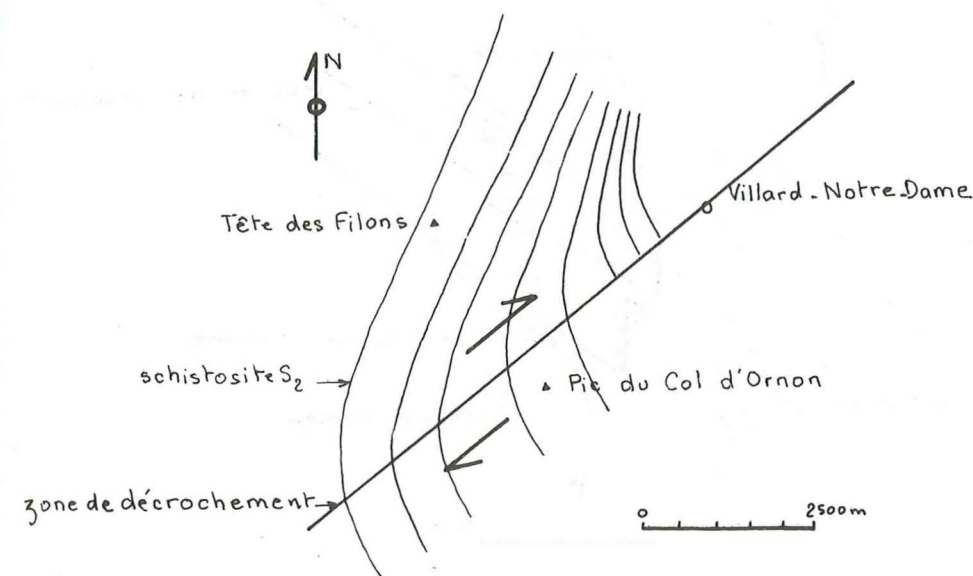
Dans le massif du Pelvoux, on peut voir de grandes failles de direction comprise entre Nord 40 et Nord 70° et qui apparaissent aussi bien dans les régions Nord-Ouest que Sud du massif.

Dans la région Nord-Ouest et surtout dans les Grandes Rousses leur densité est particulièrement forte.

##### Les décrochements à mouvement dextre (région Nord-Ouest) :

Sur la carte géologique au 1/50 000, les auteurs ont tracé de nombreuses failles Nord 50 à 70° dans le socle au Sud du Signal de l'Homme et cette zone de failles a été schématisée sur la carte des diaclases et failles. De même nous avons déjà décrit de telles failles Nord 70° dans la couverture sédimentaire près de Villard-Notre-Dame.

Le mouvement de ces failles a déformé la schistosité S2 et le sens du décrochement peut être déduit de l'étude de la carte de schistosité S2. On remarque en effet que la direction de la schistosité S2 fait un large crochon près de cette zone de failles comme le montre le schéma de la Fig. 76.



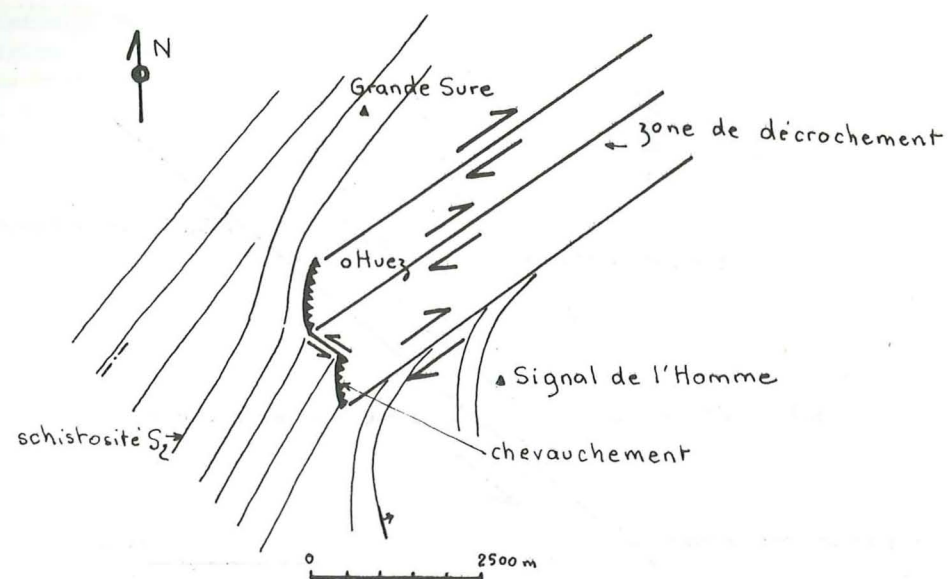
- Fig. 76 - Carte schématique montrant les structures déformées par la zone de décrochement Nord 50 à 70° dextre passant au Sud du Signal de l'Homme et au Nord du Pic du col d'Ornon

Ces failles ont donc fonctionné en décrochement dextre après la formation de la schistosité S2. On remarque (cartes dans le fascicule II) que la zone de failles méridienne, dessinée par Barféty et al (de l'Est de Prégentil à l'Ouest du Petit Renaud) est elle aussi affectée par ce décrochement.

On peut également noter que le compartiment de socle qui est au Sud-Est de la zone de failles est surélevé par rapport au compartiment de couverture sédimentaire qui est au Nord-Ouest (voir carte de la limite socle-couverture). Cela a dû faciliter le chevauchement vers le Nord du socle sur la couverture, que nous avons mis en évidence près de Villard-Notre-Dame, et ce chevauchement vers le Nord serait donc consécutif au décrochement Nord 50 à 70° dextre.

On retrouve une autre zone de failles Nord 50 à 70° au Nord du Signal de l'Homme, limitant au Nord le déversement de la couverture sédimentaire et le chevauchement du socle d'Huez (voir cartes). De nombreuses stries horizontales Nord 70° dans les gorges de la Sarenne montrent qu'il y a un mouvement décrochant et les variations d'attitude des plis P2(S2) indiquent le sens du mouvement qui est dextre (voir Fig. 77).



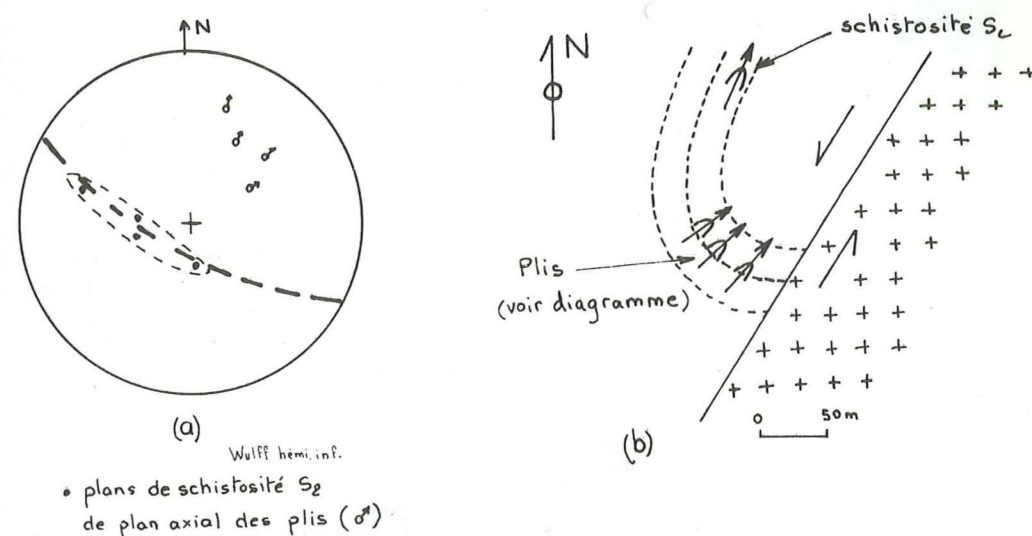


- Fig. 77 - Carte schématique montrant la structure déformée par la zone de décrochement Nord 50 à 70° dextre passant au Nord du Signal de l'Homme.

Un autre faisceau de failles de même direction a été tracé plus au Nord, passant par Rochetaillée. Près du contact avec le socle (Belledonne), on voit sur la coupe longitudinale du synclinal de Bourg d'Oisans (fascicule II) que les linéations d'intersection  $S_0/S_2$  sont fortement pentées vers le Nord. Ceci est assez anormal par rapport au plongement des axes (b) des plis que l'on peut mesurer plus à l'Est. De même l'étirement vertical est localement moins penté. Il est possible que cette zone de failles Nord 60° soit responsable de ces déformations, à moins que la limite socle-couverture (direction Nord 40°) ne soit elle-même une faille décrochante.

#### Les décrochements à mouvement sénestre (Région Sud) :

Au Sud de Beauregard, le contact socle-couverture se fait par une faille Nord 35° verticale, on a mesuré une série de plis avec schistosité  $S_2$  et les variations d'attitude de cette schistosité  $S_2$  près de la faille sont données dans le schéma et le diagramme de la Fig. 78.



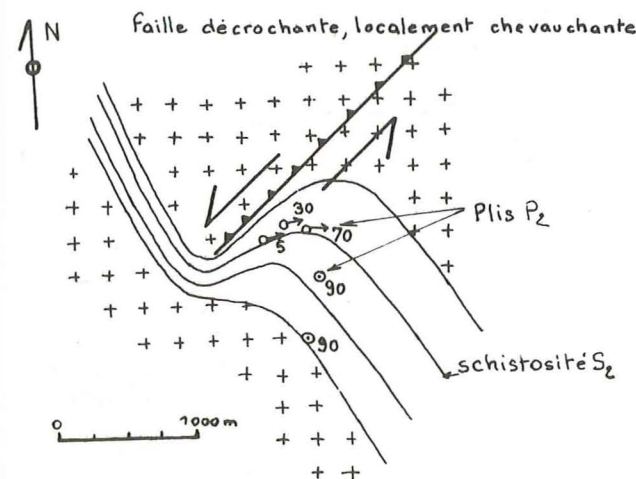
- Fig. 78 - (a) diagramme (b) carte schématique du contact socle-couverture au Sud-Est de Beauregard.

On remarque sur le diagramme stéréographique que les pôles des plans de schistosité se répartissent sur un grand cercle et que l'axe du pli de schistosité  $S_2$  que l'on met en évidence est à peu près parallèle aux axes (b) des plis mesurés.

En carte, les variations de l'attitude des plans de schistosité  $S_2$  permettent d'attribuer à la faille Nord 35° un mouvement décrochant sénestre. On retrouve au Sud du Vêt un tel mouvement, qui crée des plis de schistosité  $S_2$  à axes (b) plongeant vers le Nord-Est.

Un décrochement Nord 40 à 50° passe probablement par le synclinal de Côte Belle : on voit son prolongement au Sud, qui décale la limite socle couverture au Sud du Pelvoux avec un mouvement décrochant sénestre. L'attitude de la schistosité  $S_2$  dans Côte Belle ne contredit pas cette interprétation. (voir Fig. 145).

Dans le synclinal de Villar Loubière on peut schématiquement représenter les variations de l'attitude de la schistosité  $S_2$  (voir Fig. 79)

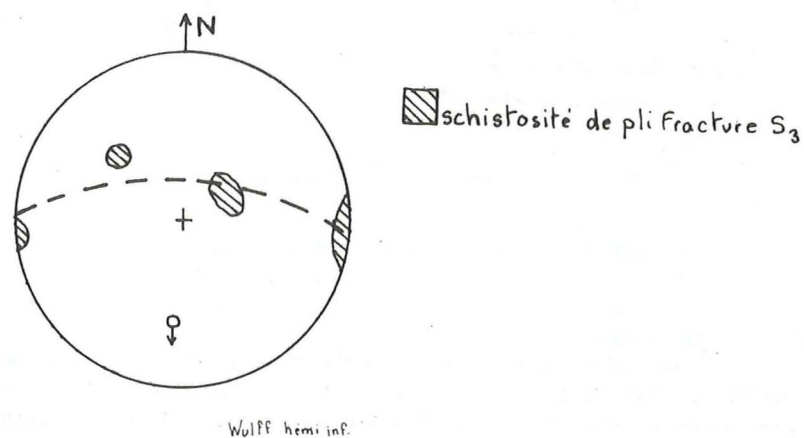


- Fig. 79 - Attitude de la schistosité  $S_2$  dans le synclinal de Villar Loubière montrant le mouvement décrochant sénestre de la faille Nord 40°.



Cette variation peut être attribuée au fonctionnement d'un décrochement Nord 40° sénestre. On remarque simplement que la schistosité S2 reste plan axial des plis déformés, et que les plis à axes (b) verticaux, décrits dans cette région (voir carte) ne sont pas dus aux décrochements, puisque leur schistosité S2 de plan axial est incompatible avec le sens du décrochement. Au contraire, les axes de plis tendent à devenir plus horizontaux quand leur schistosité de flux S2 de plan axial subit une rotation pour devenir parallèle au plan de faille.

Dans cette zone décrochante, la direction de la schistosité S2 reste relativement constante, par contre son pendage est plus variable. Sur un diagramme stéréographique les pôles des plans S3 se répartissent sur un grand cercle dont le pôle est Nord-Sud, subhorizontal (voir Fig. 80). Comme à Huez, la schistosité de pli-fracture S3 n'apparaît que si son plan potentiel fait un certain angle avec le plan de schistosité S2.



- Fig. 80 - Diagramme de répartition des pôles des plans de schistosité de pli-fracture S3 dans le synclinal de Villar Loubière.

Près de la faille décrochante, la schistosité S2 est localement pentée vers le Nord-Ouest, et cela traduit un mouvement de chevauchement de cette faille vers le Sud-Est, déjà signalé par d'autres auteurs : P. Lefort et J. Vernet, 1968.

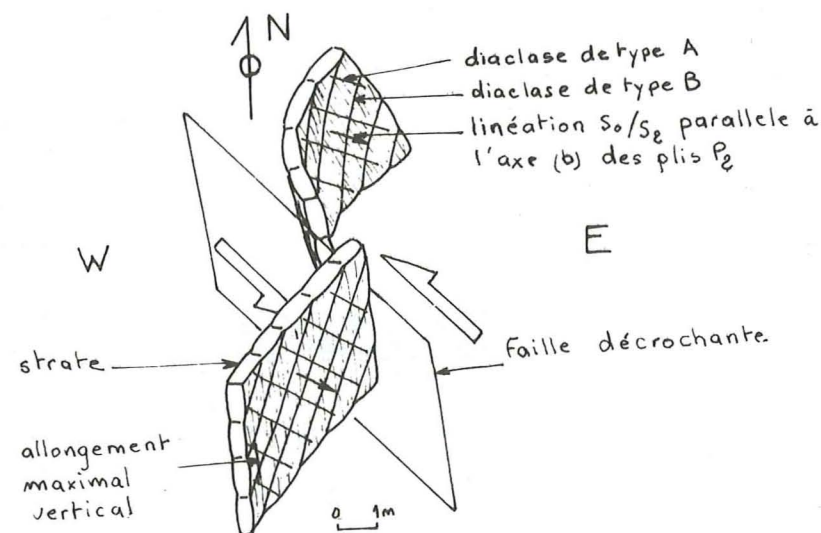
On remarque également que le mouvement décrochant se fait surtout par le déplacement du compartiment Nord-Ouest et que le décrochement semble s'amortir en allant vers le Sud. Ce décrochement se prolonge également au Nord de Villar Loubière où il a été décrit par F. Bartoli (1973), mais au Nord, dans le socle, le sens du décrochement est dextre.

#### 1-6-2- Les décrochements Nord 110 à 140° sénestres (région Nord-Ouest) :

Dans le socle de la région Nord-Ouest du Pelvoux, de telles failles sont fréquentes et ont été reportées sur la carte des diaclases et failles (fascicule II). Une partie de ces failles peut être le prolongement dans le socle des diaclases transverses mises en évidence dans le paragraphe II-1-2, les autres étant d'anciennes failles qui ont rejoué.

Dans la couverture sédimentaire nous avons déjà vu qu'une de ces failles avait un mouvement décrochant sénestre (Bornuat 1962) entre le chevauchement de socle d'Huez et le déversement de la schistosité S2 du Signal de l'Homme (Fig. 77). De même, nous avons signalé que B. Poty interprète la formation du filon de la Gardette comme synchrone du décrochement Nord 110 à 120° sénestre. En d'autres endroits du synclinal de Bourg d'Oisans on retrouve ces mêmes décrochements. Nous citerons deux exemples :

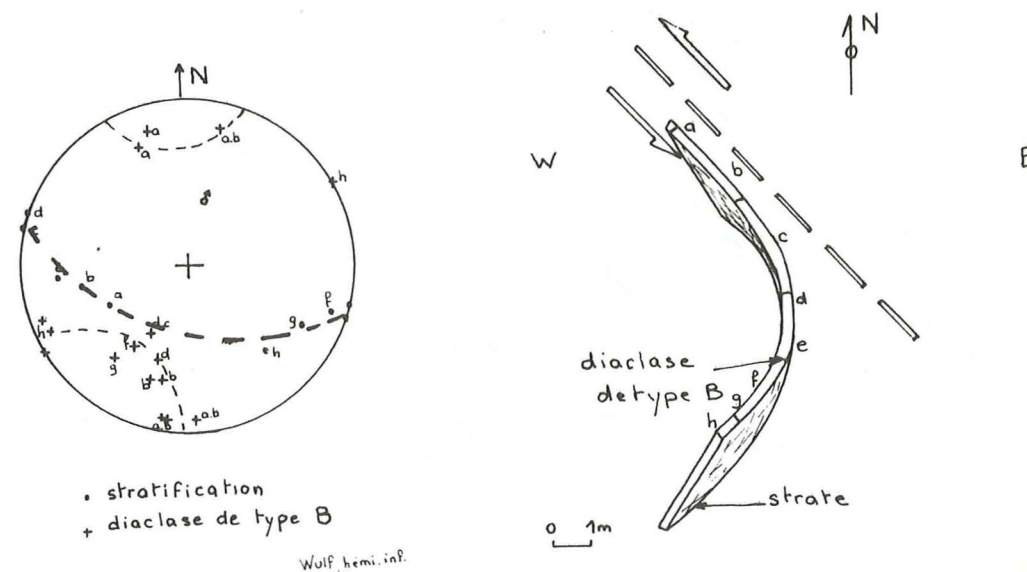
Dans la vallée de l'Eau d'Olle, une partie de la couverture sédimentaire vient se terminer en pointe dans le socle (Belledonne). Sur la bordure Nord-Est de ce "coin", on peut voir les structures schématisées dans la Fig. 81.



- Fig. 81 - Vue en perspective de la bordure Est du "coin" de la vallée de l'Eau d'Olle.

On met en évidence des décrochements Nord 110 à Nord 140° sénestres entraînant des plis (crochons de failles) à fort plongement vers le Nord-Est.

Au Nord du Bessay, un décrochement Nord 140° sénestre est bien visible sur la carte et il lui est associé un pli d'entraînement avec enroulement des diaclases de type B (Fig. 82).



- Fig. 82 - Pli d'entraînement synchrone d'un décrochement Nord 140° sénestre



Signalons que dans la région de Beauregard, des failles Nord 110 à 120° limitent localement au Sud le synclinal de Bourg d'Oisans et que dans les régions proches, les failles Nord 140° ont un mouvement décrochant dextre.

1-6-3- Les décrochements Nord 160° dextres (région Nord-Ouest) :

J. Vernet (1961) a mis en évidence près du lac du Vallon de grandes failles avec un mouvement décrochant dextre (et aussi avec une composante de mouvement vertical (voir coupe transversale du massif du Pic du col d'Ornon Fig. 70)).

De tels décrochements se traduisent dans la couverture sédimentaire au Sud du Petit Renaud par des plis à axes (b) verticaux et à schistosité S<sub>2</sub> enroulée montrant que leur fonctionnement est postérieur à la formation de S<sub>2</sub>.

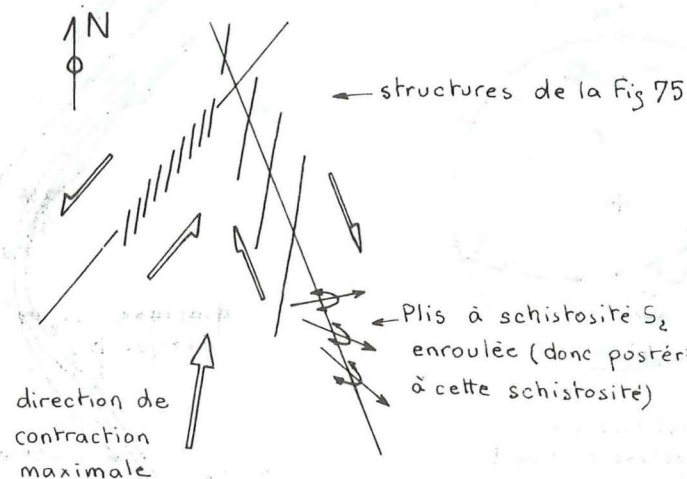
1-6-4- Les décrochements dans la zone des failles subméridiennes entre l'Est de Prégentil et l'Ouest du Petit Renaud :

Nous avons déjà présenté dans le paragraphe II-1-5-3- cette zone de faille que Barféty et al ont mise en évidence (1970). Ces auteurs lui attribuent un mouvement décrochement sénestre au niveau de Prégentil (direction locale Nord 10°).

Nous avons remarqué (paragraphe II-1-5-3- et carte) que cette zone de failles subméridienne était dans le détail composée de plusieurs failles dont les directions extrêmes pouvait aller de Nord 40° à Nord 160°. Ces directions extrêmes peuvent être mises en parallèle avec les deux directions extrêmes de la schistosité de flux mises en évidence dans cette zone.

Le sens du décrochement n'est pas le même pour les failles Nord 40° et Nord 160°, on note :

- d'une part un décrochement sénestre pour les failles Nord 40° (mises en évidence par des fentes en échelons à l'Est de Prégentil, Fig. 75)
- d'autre part un décrochement dextre pour les failles Nord 160° (comme celles du lac du Vallon) si on attribue à leur fonctionnement les plis Nord 90° à Nord 130° à schistosité enroulée et certaines diaclases Nord 20° à 30° considérées comme en échelons (Fig. 83).



- Fig. 83 - Décrochements conjugués dans la zone de failles subméridienne entre l'Est de Prégentil et l'Ouest du Petit Renaud.

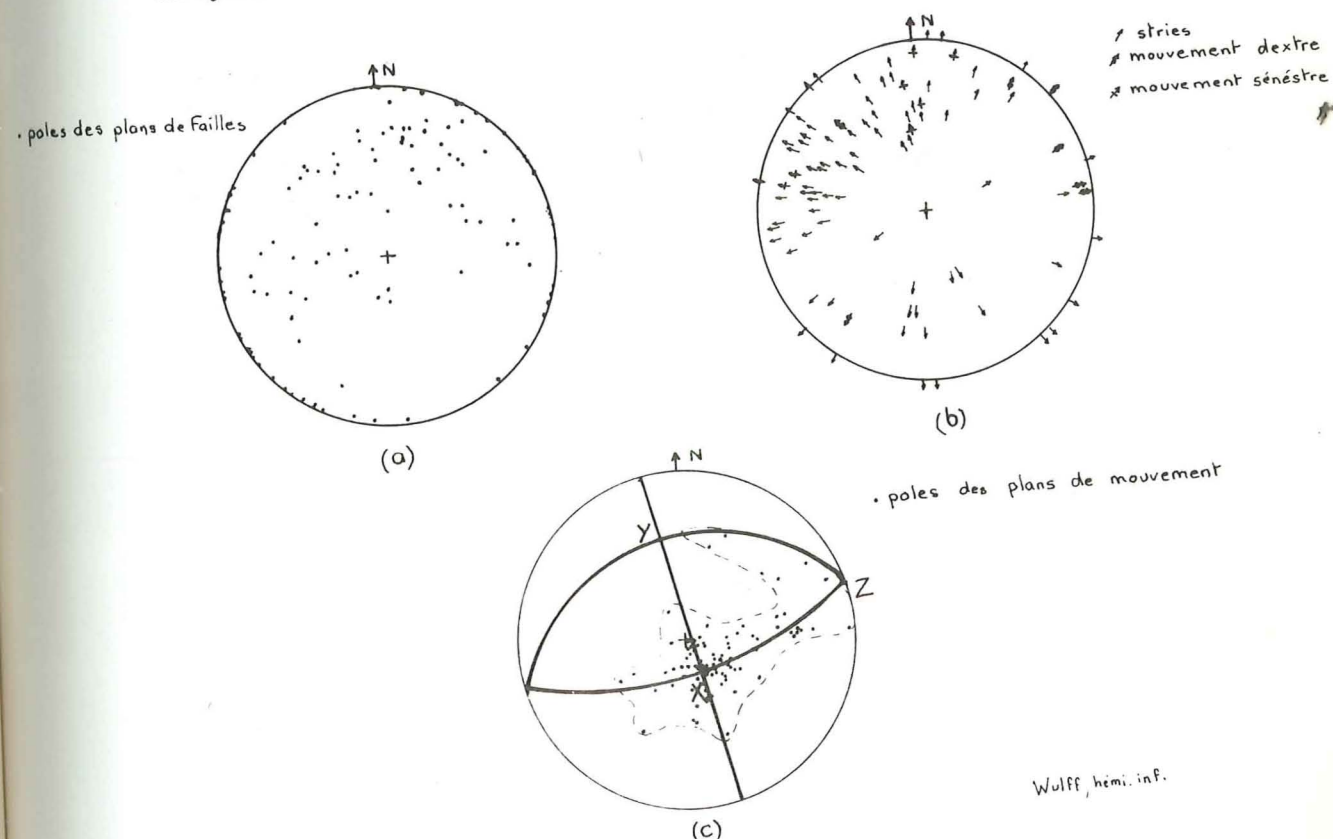
Nous soulignerons simplement que le mouvement conjugué de ces décrochements implique une contraction à peu près Nord-Sud et que ces décrochements ont fonctionné après la formation de la schistosité S<sub>2</sub> et même probablement après la déformation de cette schistosité jusqu'à une direction Nord 160° puisque des plans de failles ont cette direction.

1-6-5- Les décrochements dans le Granite du Rochail :

Une étude des plans de mouvement a été faite dans le granite du Rochail d'après la méthode mise au point par Arthaud (1969) et décrite dans le chapitre I.

On peut considérer que ce granite apparu à la fin de l'Hercynien n'a subi que des déformations alpines. Les mesures ont été faites sur la route de Villard-Notre-Dame.

Sur un diagramme stéréographique, les pôles des plans de mouvement se répartissent en trois guirlandes relativement nettes, mettant donc en évidence trois directions principales de déformation globale. Pour désigner les axes X, Y et Z, on consulte le diagramme des stries et on constate qu'il y a deux directions de contraction possibles : l'une associée à des failles décrochantes conjuguées Nord 40° à Nord 80° dextres et Nord 100° à Nord 120° sénestres, l'autre à des failles décrochantes conjuguées Nord 170° à Nord 20° sénestres et Nord 140° dextres. On peut remarquer que ces directions et sens de décrochement ont déjà été mis en évidence dans la couverture sédimentaire du synclinal de Bourg d'Oisans.



- Fig. 84 - Diagrammes (a) des failles, (b) des stries, (c) des plans de mouvement du granite du Rochail, route de Villard-Notre-Dame.



Il y a deux interprétations possibles :

1) On peut considérer que Z et Y sont tous deux des axes de contraction dans une même déformation ; dans ce cas, puisque nous avons vu que dans la couverture la contraction Est-Ouest était plus importante que la contraction très locale Nord-Sud, nous attribuerons à Z la direction Nord 77° et à Y la direction Nord 170°.

2) On peut également considérer qu'il y a eu deux directions de contraction successives. Dans ce cas on peut aussi reprendre l'analogie avec les déformations de la couverture puisque nous avons vu qu'une contraction très locale Nord-Sud était plutôt postérieure à la contraction principale Est-Ouest. Mais il est aussi possible que l'on ait eu une contraction plus importante Nord-Sud, antérieure à la contraction principale Est-Ouest, comme nous le mettrons en évidence dans les déformations de la couverture (voir interprétation). Dans l'hypothèse des deux déformations successives, le trièdre XYZ de la première déformation n'a pas dû être beaucoup déformé par la deuxième déformation, ce qui peut s'expliquer si les deux plans XZ successifs ont été à peu près perpendiculaires : l'un vertical Est-Ouest, l'autre vertical Nord-Sud).

Après l'étude des déversements et chevauchements, et celle des décrochements, on peut remarquer que ces deux structures sont toujours associées. Par exemple, dans le synclinal de Bourg d'Oisans, on a d'une part des failles décrochantes Nord 50 à 70° dextres, et Nord 110 à 140° sénestres qui limitent le déversement de S2 vers l'Ouest et d'autre part les décrochements Nord 140 à 160° dextres et Nord 170 à 40° sénestres qui se produisent après le déversement vers l'Ouest de S2, au moment du chevauchement local vers le Nord du socle (Rochail) sur la couverture. Dans la région Sud du Pelvoux, les déversements sont plutôt vers le Sud (Sud-Est ou Sud-Ouest) et ils sont associés à des décrochements Nord 40 à 50° sénestres.

## 2 - LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE BELLEDONNE

### 2-1- Présentation de la région.

Toutes les mesures et les observations ayant servi dans cette étude ont été collectées essentiellement dans les formations du Jurassique qui forment les bordures occidentales des massifs cristallins externes des Alpes, de Mens aux Aravis. La carte de la Fig. 1 et les cartes où sont reportées ces mesures situent les affleurements visités.

Le but de cette étude n'est pas de présenter une carte structurale systématique, sur un aussi vaste domaine, mais plutôt de constater une certaine constance ou au contraire une évolution de la déformation des différents objets structuraux.

La répartition des mesures n'est d'ailleurs pas uniforme sur toute la région. L'échantillonnage s'est fait plutôt par des séries de "sondages" relativement ponctuels, dont la densité variait avec la qualité et le degré de complexité tectonique des affleurements, ou selon que les variations des déformations paraissaient progressives ou brutales.

C'est ainsi, par exemple, qu'un ensemble complexe comme le Bajocien plissé des Aravis, a fait l'objet d'une étude plus détaillée.

Le choix des lieux d'observation s'est fait grâce aux cartes géologiques au 1/80 000 de Vizille, Grenoble, Albertville et Annecy, et aux cartes géologiques au 1/50 000 plus récentes de Domène et Montmélian. Pour le secteur des Aravis, nous nous sommes constamment référés à la thèse de Jean Rosset (1957), qui présente une carte précise au 1/50 000, ainsi qu'un tectonogramme et une série de coupes qui se sont révélées précieuses.

Nous avons pu définir deux schistosités, reliables à deux épisodes tectoniques ; la première, S2, liée à des structures P2 dont l'appellation sera justifiée par les études des zones du Pelvoux et de Rémollon, et la seconde, S3, reliée à des structures P3. Les objets structuraux se rapportant à ces deux épisodes seront décrits séparément.

### 2-2- Les grandes lignes de la structure.

La structure générale peut être déduite des cartes contenues dans le second livret.

#### - Le Jurassique moyen :

Dans la région de Mens, entre Lavars et la Salle en Beaumont, la stratification, au niveau du Jurassique moyen, a tendance à se mouler sur les massifs cristallins. La présence du dôme de La Mure donne, au Sud, une forme anticlinale (St Jean d'Hérans, Cornillon) et, entre le dôme et Belledonne, un synclinal (St Pierre de Méaroz). On remarque que le flanc oriental de l'anticlinal est court et très penté.

Lorsqu'on remonte plus au Nord, entre Monestier et Vif, on constate que la stratification est assez régulière, pentée vers l'Ouest. A l'Ouest de Vizille, le Lias et le Trias sont impliqués dans des plis d'axe Nord 35°, dont un des coeurs, constitué de Trias, a fait l'objet de l'exploitation de Gypse de Champ sur Drac.

Si nous suivons le Jurassique moyen le long du Grésivaudan vers le Nord, nous constatons, à partir de la région d'Aiton, que ses structures se compliquent progressivement.

Ainsi, de Grenoble à Goncelin, nous constatons une voûture d'amplitude assez faible, déversée légèrement vers le Nord-Ouest, et de direc-



tion Nord 30°. Au Nord de Goncelin, la structure devient plus plissée, montrant des plis isoclinaux déversés vers le Nord-Ouest (cf coupes sériées de J.C Barféty, J. Debelmas, R. Mouterde. (1972), insérées dans le second livret). Puis la zone d'affleurement s'élargit, jusqu'à la région d'Aiton, tout en montrant toujours les mêmes structures.

Entre Albertville et Flumet, on assiste à une amplification des plissements qui sont toujours déversés vers le Nord-Ouest, mais avec une amplitude croissante, pour arriver, au niveau de Flumet, à la situation représentée par la coupe 23 dressée par J. Rosset, entre la Giettaz et Flumet (cf les coupes sériées de J. Rosset contenues dans le second livret).

Entre l'Arrondine et l'Arve, ces plis évoluent progressivement en plis couchés à recouvrement important, comme on peut le constater sur les coupes de J. Rosset.

#### Le Jurassique supérieur :

Cette formation, et plus précisément le Mithonien, a été représentée sur les cartes de la région. Elle est classiquement décrite, dans la chaîne subalpine, où elle participe aux plis déversés vers le Nord-Ouest, qui sont souvent des plis-failles, dans les massifs de Chartreuse, des Bauges et des Bornes.

Nous avons étudié un peu plus en détail un secteur d'un de ces plis, à l'Ouest d'Albertville, dans le massif de la Belle Etoile. Nous avons pu constater que le plissement à grande échelle enroulait des plis plus petits, d'ordre décimétrique, situés à la fois dans le Crétacé inférieur et dans le Jurassique supérieur. Il ne pouvait donc s'agir que d'une ancienne phase de plissement reprise par une autre qui a déterminé les grands plis failles des massifs subalpins. L'essai de "déroulage" de ces plis, décrit plus loin, nous donne raison, car des plis à axes très différents dans leur position actuelle se révèlent avoir été antérieurement parallèles.

Dans la partie Nord du secteur, dans les Aravis, la structure de ce Jurassique supérieur se complique également, comme on peut le voir dans les coupes de J. Rosset.

#### 2-3- La schistosité S2 et les déformations liées.

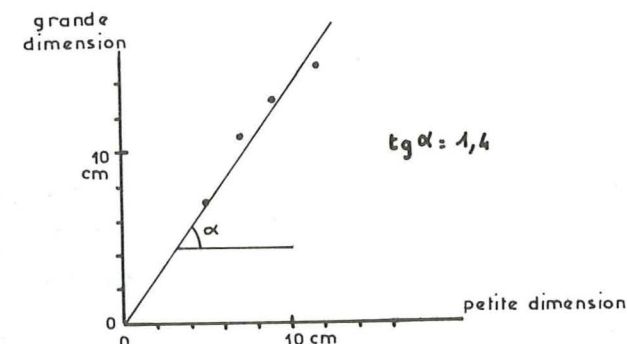
La schistosité S2, présente du Sud au Nord du secteur étudié, se présente sous la forme classique de la schistosité de flux décrite dans le chapitre I. Elle est beaucoup plus dense dans les bancs incompetents que dans les bancs compétents où elle est souvent invisible. Les cartes qui contiennent le second fascicule donnent une vue d'ensemble de l'attitude des différents éléments mesurés. Cependant, il convient de préciser certains faits qui ne ressortent pas à la lecture de ces cartes :

##### 2-3-1- La région de Mens à Vif.

Dans la région de Mens, entre la vallée de la Bonne et Lavars, les structures ont une direction à peu près méridienne, et forment de larges ondulations plongeant vers le Sud de 30 à 40°. Il semble que leur forme soit influencée par la présence du socle. Les intersections de la schistosité S2 avec la stratification donnent une direction Nord 20° - Sud-Ouest 20°.

Au tunnel situé sur la route du Pont de Ponsonnas à St Sébastien, nous avons mesuré des axes d'allongement possible, grâce à des déformations de nodules de Pyrite, et de Bélemnites. La moyenne de ces axes est Nord 155° - Sud-Est 50°, mais nous avons vu au chapitre I que sur une petite population les résultats tirés des mesures sur des Bélemnites restent sujets à caution.

A la Salle en Beaumont, on a pu mesurer des Ammonites déformées, et en fonction de ce qui a été dit au chapitre I à ce sujet, on déduit du graphique de la Fig. 85 la valeur du rapport des extensions quadratiques dans le plan de mesure, qui est ici la stratification. Toutes ces Bélemnites avaient leur grande dimension selon la direction moyenne Nord 58° - Sud-Ouest 60°.



- Fig. 85 - Graphique d'extension des Ammonites de la Salle en Beaumont. On en déduit une valeur du rapport :

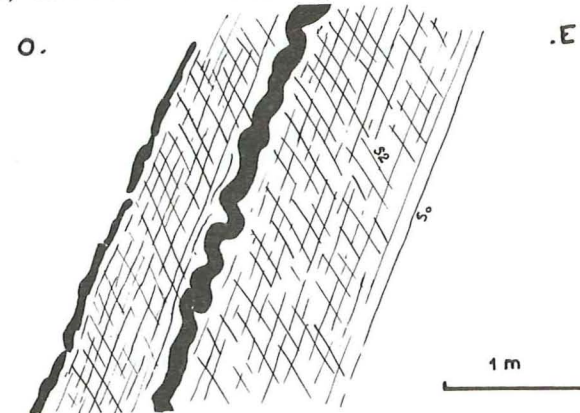
$$k = \frac{\sqrt{\lambda_1}}{\sqrt{\lambda_2}} = 1,4$$

Dans la vallée de la Bonne, vers le Pont du Prêtre, on a pu remarquer un pli d'axe Nord 50° - Sud-Ouest 40°, avec glissements bancs sur bancs.

Entre Monestier et Vif, bien que nous n'ayons qu'une seule schistosité, celle-ci se présente sous la forme d'une schistosité de pli-fracture. Les mesures, reportées sur un stéréogramme, donnent, pour l'intersection entre la stratification S0 et la schistosité S2, une direction Nord 20°, subhorizontale. Cette direction est également celle des allongements de fossiles : en effet, au virage situé au Sud de la Ville, au dessus du barrage de Monteynard, nous avons mesuré des Bélemnites tronçonnées selon des directions Nord 18 à Nord 25°, horizontales.

Et au droit de Sinard, aux tunnels du chemin de fer, nous avons pu mesurer une Ammonite dont la grande dimension était orientée Nord 22° - Sud-Ouest 8°, et dont le rapport des dimensions (14,5 cm x 10 cm) peut être comparé à celui mesuré à la Salle en Beaumont.

Au barrage de N.D de Commiers, certaines strates sont plissées intensément, comme le montre la Fig. 86.



- Fig. 86 - Les plis "ptigmatiques" dans la stratification, au barrage de N.D de Commiers.

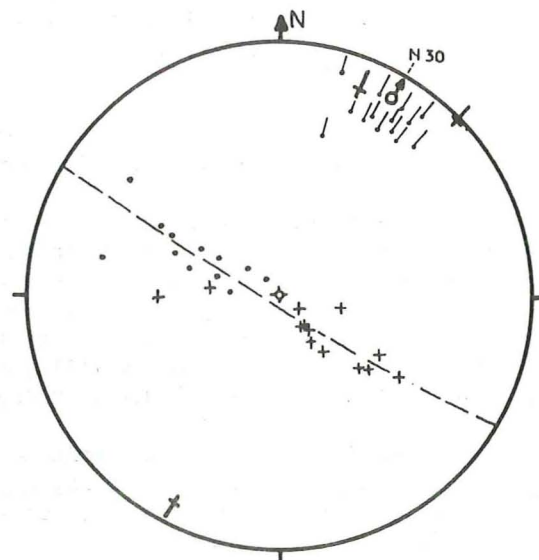


Ces plis ont des axes Nord 20 à Nord 30°, subhorizontaux, ce qui implique une contraction de direction Nord 110 à Nord 120°.

En résumé, dans ce secteur méridional, il apparaît que les structures de la phase P2-S2 ont une orientation méridienne à Nord 20°, avec, en règle générale, un allongement selon cet axe de plissement.

### 2-3-2- Le Grésivaudan Sud.

Entre Grenoble et la région de Goncelin, les couches forment une vaste demi-voûte anticlinale, et la schistosité S2 y est de plan axial. Si l'on place, sur un stéréogramme (Fig. 87) les mesures effectuées dans ce secteur, on constate que les pôles des plans S2 et les pôles des plans de stratification (So) se placent sur un même grand cercle. De plus, les points représentatifs des lignes d'intersection entre ces deux plans So et S2, qui représentent l'axe (b) du pli, se concentrent bien dans un même secteur dont le centre est l'axe du pli, pôle du grand cercle précédent. Toutes ces observations permettent de situer l'axe de la voussure, qui est Nord 30° - Nord-Est 5°.



- Fig. 87 - Mesures de stratification (+), de la schistosité S2 (.) et des intersections stratification-schistosité (x) permettant de déduire l'axe de la voussure (δ), dans la région du Grésivaudan Sud.

Vers le Chapon, entre St Nizier et Venon, on a pu observer des replis dont les rayons sont de l'ordre de 50 centimètres, et d'axe Nord 35 à Nord 40° plongeant vers le Nord-Est de 15°, que J.C Barféty, J. Debelmas et R. Mouterde considèrent comme étant liés au passage d'une faille.

Selon la schistosité S2, on a pu noter des allongements tels que, à Gières, des allongements de fragments de bancs, selon un axe Nord 36° - Nord-Est 14°, à Brignoud, des allongements de petits nodules selon un axe Nord 22° - Nord-Est 10°, et aux Adrets des ombres de pression dont la direction d'allongement est Nord 28° - Sud-Ouest 4°.

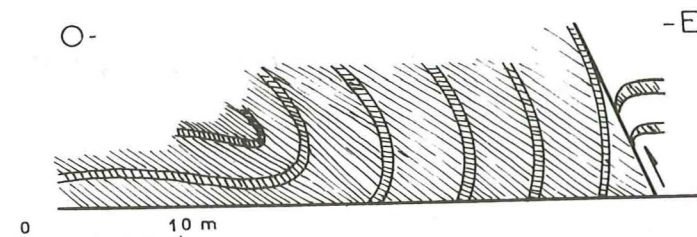
Au Nord de Goncelin, la voussure fait place, comme on l'a dit plus haut, à une série de plis isoclinaux déversés vers l'Ouest (cf les coupes

contenues dans le second fascicule).

Nous avons pu mesurer des flancs normaux et des flancs inverses dans le massif de Brame Farine, et voir ainsi que la schistosité S2 était de plan axial. Le report, sur un stéréogramme, de ces mesures et des intersections So-S2, permet de définir un axe moyen pour ces plis isoclinaux, qui est Nord 30°. Nous avons pu également noter des allongements de nodules selon cet axe Nord 30°.

A Allevard même, comme on peut le voir sur les coupes de ce secteur, insérées dans le second fascicule, les couches sont pentées vers l'Ouest, et moins plissées, mais nous y avons observé une schistosité S2 qui présente la même attitude que dans le Brame Farine, contenant également une direction d'allongement, qui est ici Nord 24°.

A l'amont de Pontcharra, le long du Bréda, la route recoupe la partie Nord du Brame Farine, et ce fait nous permet d'observer, en coupe, vers la prise d'eau qui alimente l'usine électrique de Pontcharra, une charnière synclinal (cf Fig. 88) à schistosité S2 de plan axial, et d'axe Nord 25° - Nord-Est 16°. On peut remarquer que vers la charnière la schistosité des bancs compétents est convergente, et celle des bancs incompetents est divergente. Le plan axial est matérialisé par le plan de schistosité qui se trouve être perpendiculaire aux couches, et il est penté ici de 40° vers l'Est.



- Fig. 88 - Coupe, le long du Bréda, à travers un repli synclinal du Brame Farine.

On relève, sur la surface séparant deux bancs, un remplissage de Calcite portant des stries de mouvement, dont la direction moyenne est Nord 20° - Sud-Ouest 45°, et qui sont impliquées dans un microplissement d'axe Nord 40° - Nord-Est 8°.

A l'Est de cette charnière, une faille inverse pentée de 65° vers l'Est, dont le mouvement est matérialisé par un crochon d'axe Nord 20° - Nord-Est 15°, indique un glissement dans la direction Nord 110° environ.

Dans les gorges situées au Sud de Détrier, selon le plan de schistosité S2, nous avons pu observer un remplissage de Calcite boudinée, dont les axes des boudins sont orientés Nord 46° : le plan S2 étant à cet endroit Nord 28° - Sud-Est 16°, la direction d'extension ou de glissement serait Nord 136° - Sud-Est 16°.

Plus au Nord, dans la région située entre Montmélian et Champ Laurent, nous constatons toujours que la stratification et la schistosité S2 ont toutes deux un pendage vers le Sud-Est, ce qui indique que les structures décrites plus haut se prolongent vers le Nord. Cependant, les mesures portées sur un stéréogramme nous précisent que la schistosité S2 et les plans de stratification ont le même pendage, sont confondus pour le même affleurement, et que les axes (b) des plis, qui sont représentés par les



intersections entre S<sub>0</sub> et S<sub>2</sub>, ne sont pas bien groupés, mais au contraire s'étalent entre les azimuts Nord 30° et Nord 70°.

Dans la région d'Aiton, Bonvillard et Bonvillaret, nous retrouvons la même configuration, les axes (b) se dispersant de Nord 14° à Nord 44°. Il apparaît une forte extension selon la schistosité S<sub>2</sub>, dans la direction Nord 35°, marquée par un allongement de lentilles plus calcaires noyées dans la matrice plus argileuse. Les plans S<sub>2</sub> et S<sub>0</sub> sont encore confondus dans les bancs incompetents.

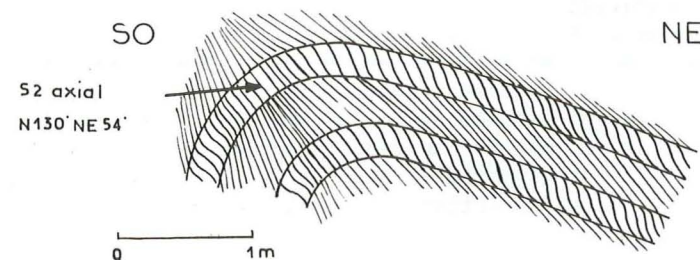
Ainsi le Grésivaudan méridional montre au Sud une voussure d'axe Nord 30°, à schistosité S<sub>2</sub> axiale, et qui évolue, vers le Nord, en une série de plis isoclinaux déversés vers le Nord-Ouest, toujours à schistosité axiale. Les allongements se font toujours suivant les axes (b) de ces plis.

### 2-3-3- Le Grésivaudan Nord.

A partir de la région de Frontenex, les affleurements du Jurassique passent en rive droite de la rivière, et l'on s'aperçoit que la stratification et la schistosité, qui restent très proches l'une de l'autre, ont un pendage vers le Nord-Ouest de 30 à 40°. L'allongement, dans le plan de schistosité S<sub>2</sub>, et suivant une direction parallèle aux structures, reste important, comme en témoignent des allongements en lentilles de matériaux compétents.

Une observation intéressante a été faite dans les formations supérieures : nous nous sommes aperçus que les grandes structures déversées vers le Nord-Ouest, qui sont de grands plis-failles affectant toute la couverture, et formant les synclinaux perchés classiques des Bauges, étaient postérieures à des plissements plus modestes ayant S<sub>2</sub> comme schistosité de plan axial : Ces plis P<sub>2</sub> qui se sont donc fait "enrouler" et étirer à la fois, par ces plis-failles, ont été mesurés dans l'Hauterivien et dans le Kimméridgien.

- Sur la route forestière de la Forêt de Pontvert, sur le versant Est de la dépression du Col de Tamié, à l'altitude 1170, nous avons pu mesurer un pli d'axe Nord 144° - Nord-Ouest 25°, montrant une schistosité axiale S<sub>2</sub>. (Fig. 89).



- Fig. 89 - Le pli P<sub>2</sub> de la route forestière de Tamié, en coupe.

- Le long de la crête qui mène à la Belle Etoile par le Sud, on trouve également des plis synschisteux qui ont ici un axe Nord 60° - Nord-Est 65°.

- Dans le Kimméridgien, sur le bord de la route qui descend du col de Tamié à Mercury-Gémilly, au virage coté 693 m, nous avons mesuré un pli très aplati, à flancs parallèles, d'axe Nord 110° - Ouest 16°.

La région d'Albertville montre donc des plis P<sub>2</sub>, à schistosité axiale S<sub>2</sub>, qui se sont faits enrouler par des structures P<sub>3</sub>, et qui, de ce fait, se présentent actuellement avec des axes de directions variables.

### 2-3-4- Les Aravis.

A partir d'Ugine, lorsque l'on suit le Bajocien, on constate une évolution de la structure qui aboutit, au niveau de la vallée de l'Arrondine, au schéma de la coupe 23 de J. Rosset, qui figure dans le second fascicule.

En se référant à cette coupe, on peut dire que l'affleurement de Bajocien constituant le Praz Véchin et le Treu correspond à l'anticlinal digité I de l'auteur. Au Praz Véchin, on note encore un allongement selon la direction Nord 15°, matérialisée par des ombres de pression et des Bélemnites étirées.

Au Nord de la vallée de l'Arrondine, nous nous engageons sur le terrain ayant fait l'objet de la thèse de J. Rosset. Nous nous repèrerons donc grâce aux coupes sériées qu'il a dressées, et sur les cartes que contient le second fascicule du présent ouvrage.

- La schistosité S<sub>2</sub> au niveau du synclinal 1 : affleurements de l'Arrondine, du Gâteau, du Buclard, du Jora et du ruisseau de Praz (coupes 23-22-21).

Ces affleurements sont situés près de la charnière du synclinal déversé 1 de J. Rosset. La charnière elle-même a pu être étudiée dans la partie haute du ruisseau du Praz, en rive droite. Un fait important ressort de l'observation de ce secteur, et de l'étude des mesures sur stéréogramme (cf Fig. 90).

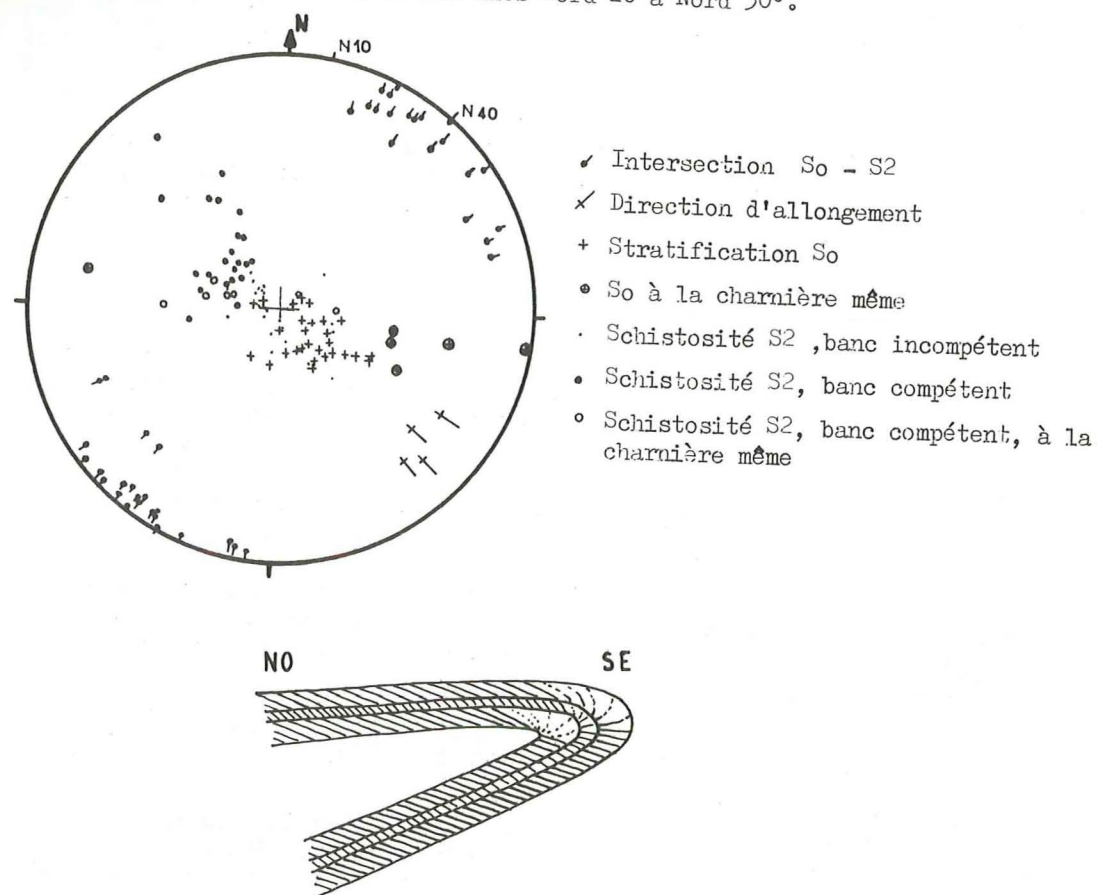
Le flanc normal, penté vers le Nord-Ouest, présente une schistosité S<sub>2</sub> pentée vers le Sud-Est pour les bancs compétents, et à peu près horizontale pour les bancs incompetents. Cette attitude est tout à fait conforme à l'image d'une schistosité en éventail.

Mais si nous observons le flanc inverse, renversé vers le Nord-Ouest, nous constatons également que la schistosité est pentée vers le Sud-Est dans les bancs compétents et à peu près horizontale dans les bancs incompetents : cette configuration ne correspond plus à l'image de l'éventail. On a pu faire la même observation en rive droite de l'Arrondine, le long de la route de Chaucisse, au niveau de Lachart. Dans ce secteur, la schistosité S<sub>2</sub> peut contenir des remplissages de Calcite.

A la charnière même on a pu mesurer un axe Nord 10°, comme on peut le lire sur le stéréogramme, et également une direction d'allongement Nord 132°, marquée par des ombres de pression et des linéations minérales. Certaines couches compétentes sont boudinées, et les axes des boudins étant orientés Nord 17° - Nord-Est 10°, on en déduit une direction d'allongement à peu près Nord 110°.



Dans la vallée de l'Arrondine, on constate, par exemple à la hauteur du tunnel, certaines bandes de très fines alternances millimétriques de marnes et de Calcite rubannées, constituant des couches de quelques centimètres, plissotées selon des axes Nord 20 à Nord 30°.



- Fig. 90 - Stéréogramme montrant les mesures faites sur le synclinal 1 et coupe schématique de ce synclinal.

- Le torrent de Jaillet :

Si, à partir de la charnière synclinale 1, nous voulons suivre le flanc inverse, il nous faut descendre le torrent de Jaillet, en nous référant à la coupe n°20. Cependant la végétation herbeuse et la forêt nous empêchent de bien se repérer par rapport à la formation du Bajocien. Nous avons pu néanmoins effectuer des mesures dans le lit même du torrent et de ses affluents. Comme on peut le voir sur les cartes, la schistosité continue d'être pentée vers le Sud-Est sur le flanc inverse, et plus pentée dans les bancs compétents que dans les bancs incompetents. A partir des mesures de la stratification, même si l'on n'a pas pu se repérer par rapport à la coupe, on peut déduire un axe de plissement : cet axe serait Nord 25° - Nord. Est 3°.

- La charnière anticlinale II, du Plan à la Giettaz :

L'anticlinal situé le plus au Nord-Ouest, et qui est l'anticlinal II de J. Rosset, est visible dans la falaise de la Giettaz, en rive droite.

Nous avons pu effectuer des mesures de cette charnière à l'amont du Plan, où les affluents venant du plan des Eves la recoupent, et la rendent ainsi accessible. Nous avons pu constater que la schistosité était là en éventail classique, et nous avons pu suivre les flancs entre l'ennoyage de la charnière, au Nord, et la Giettaz.

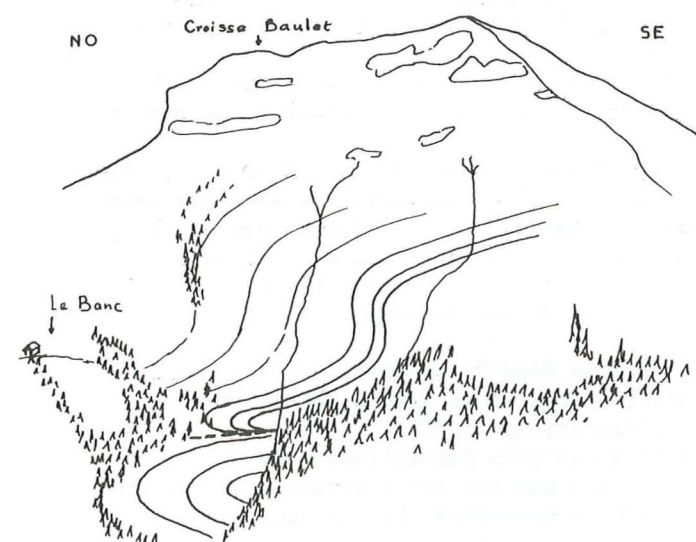
Le report sur un stéréogramme montre que cette charnière, à peu près horizontale, a une direction Nord 20° entre la Giettaz et le Plan, pour évoluer, plus au Nord, vers une direction Nord 40°. Ce fait est confirmé par les directions (b), matérialisées par les intersections schistosité-stratification. Entre la Giettaz et le Plan, l'axe (b) est environ Nord 20 à Nord 25°, et, à l'amont du Plan, il est environ Nord 35°. On constate que, tout le long de cette charnière, nous avons un allongement selon l'axe (b), traduit par des fentes d'extension Nord 105° - Sud 80°.

Encore plus au Nord, après l'ennoyage de la charnière bajocienne, la structure se poursuit dans l'Oxfordien s.l., et une mesure effectuée juste au Sud du col de Niard la situe à Nord 40°, horizontale. Là encore, on note un allongement selon cet axe. De plus, on y trouve entre les bancs de la Calcite fine, très replissée, avec des axes Nord 40°, conformes au pli.

- Les structures de Croisse Baulet :

La montagne de Croisse Baulet est constituée par l'accumulation des replis du Bajocien, comme on peut le voir sur les coupes 17 et 18. Nous allons en décrire certains secteurs intéressants par le fait qu'ils comportent les charnières de ces plis.

Le ravin situé au Sud du Banc :



- Fig. 91: les plis du ravin situé au Sud du Banc.

En remontant ce ravin (Fig. 91), on trouve tout d'abord à l'altitude 1515 un pli d'axe Nord 58°, horizontal, à schistosité S2 de plan axial Nord 64° - Sud. Est 18°. L'axe (b) du pli (So-S2) est Nord 60°.

Au dessus (altitude 1575), une charnière d'axe Nord 42° - Nord. Est 16° présente un éventail de schistosité, dont le plan axial est Nord 28° - Sud. Est 32°. L'axe (b) est ici Nord 40° - Nord. Est 14°, et correspond encore à un allongement de la matière. La particularité de ce pli est qu'il ne pos-

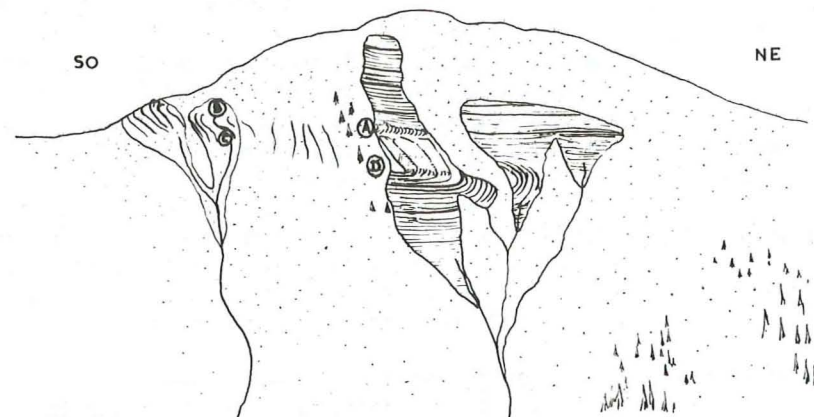


sède qu'une amorce de flanc inverse, et il pourrait être considéré comme un grand crochon.

Vers l'altitude 1740, dans la partie où So est vertical, on note des stries de mouvement Nord 130° sur les plans S2, et on en déduit que la partie supérieure a glissé vers le Nord-Ouest.

Le versant Sud-Est de Croisse Baulet :

Sur ce versant, plusieurs charnières ont pu être mesurées. La Fig. 92 les situe dans ce versant :



- Fig. 92 - les plis du versant Sud-Est de Croisse Baulet.

Au dessus de la charnière supérieure (A), la stratification Nord 60° - Nord-Ouest 35° est affectée par une schistosité S2 Nord 26° - Sud-Est 43° dans les bancs compétents, et pentée de 10° vers le Sud-Est dans les bancs incompétents. Les charnières visibles sur ce versant ont une schistosité S2 de plan axial.

La charnière supérieure (A) a un axe Nord 48° - Nord-Est 20°, mesuré d'après la stratification, et les intersections So-S2 se regroupent au point Nord 52° - Nord-Est 15°.

Le pli (B) a un axe (b), défini par la stratification et les axes d'intersection So-S2, de direction Nord 60° - Nord-Est 10°. A ce pli peut correspondre la mesure faite sur le versant Ouest de Croisse Baulet, à l'altitude 1950 : on y trouve une charnière à schistosité S2 axiale, en éventail, et d'axe (b) Nord 56°, horizontal. La partie inférieure du pli (B) présente une ondulation (C) dont l'axe est également Nord 60° - Nord-Est 10°.

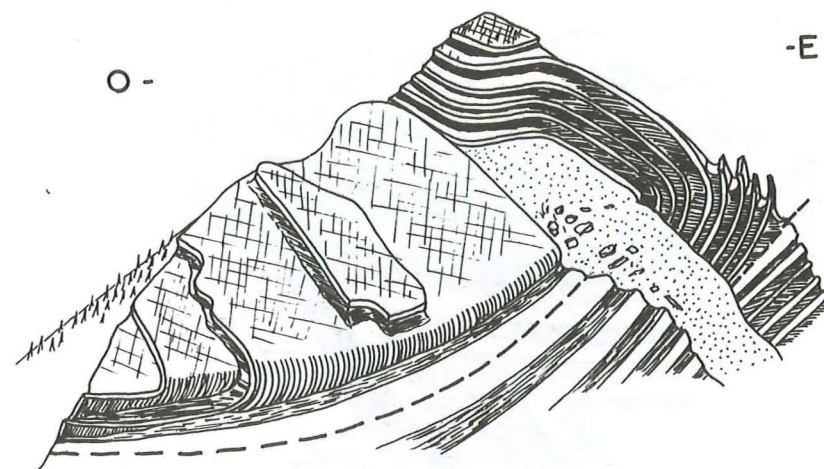
Le pli inférieur (D) a un axe Nord 51° - Nord-Est 10°, construit à partir des mesures de la stratification, et un axe (b) Nord 53° - Nord-Est 10°, mesuré grâce aux intersections So-S2.

Ces charnières sont donc à peu près parallèles.

Le flanc supérieur du pli (D) est une dalle structurale orientée Nord 55° - Sud-Est 40°, et qui porte un boudinage. Les boudins, d'axe Nord 28° - Sud-Ouest 20°, sont séparés par une zone cisailante Nord 20° - Nord-Ouest 50°, formée en fait d'une succession de fentes en échelons, chaque fente étant orientée Nord 35° et verticale. L'axe du pli étant Nord 51° - Nord-Est 10°, ces boudins ne sont pas parallèles à l'axe (b), ni contenus dans le plan (a,c).

Le sommet de Croisse Baulet :

La cime de cet empilement de plis est une charnière synclinale, qui surmonte une formation dont la charnière n'apparaît pas ici (Fig. 93).



- Fig. 93 - La charnière synclinale formant le sommet de Croisse Baulet.

L'axe du pli, calculé d'après les mesures de la stratification, est Nord 45° - Nord-Est 16°. La schistosité S2 est de plan axial : ce plan axial est Nord 135° - Nord-Est 10°, et les lignes d'intersection So-S2 ont une direction Nord 44° - Nord-Est 15°, ce qui correspond bien à l'axe du pli.

Ce pli repose sur une formation, pentée vers le Nord-Ouest, par une surface de contact anormal.

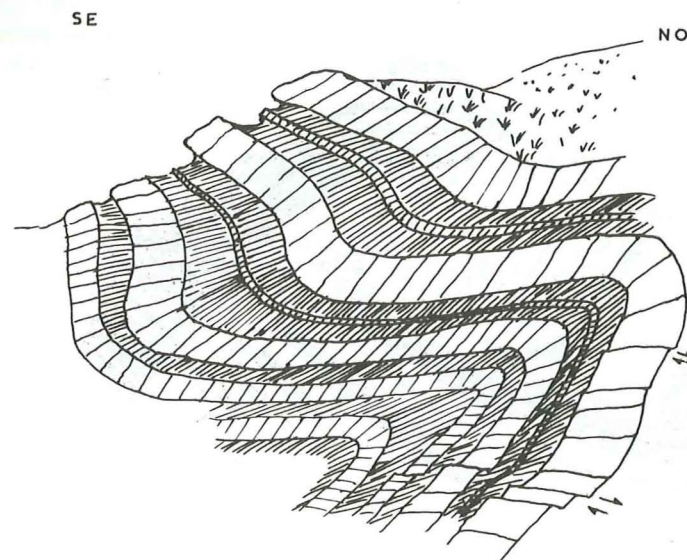
Cette formation inférieure se retrouve dans les falaises du versant Ouest où l'on a pu observer, à l'altitude 2100, un repli d'axe Nord 16° - Nord-Est 15°, à schistosité S2 de plan axial. Ce plan axial est à peu près Nord 10° - Est 50°. On remarque des couches boudinées, les plans interboudins étant Nord 110 à Nord 120°, donc perpendiculaires à l'axe (b) du pli.

L'anticlinal du versant Nord-Est, entre les Arcets et Croisse Baulet :

Nous avons affaire ici à un pli anticlinal à schistosité de plan axial, d'axe Nord 50° - Nord-Est 5°. La direction d'intersection des plans So et S2 donne le même axe (b), le plan axial moyen étant penté de 30° vers le Sud-Est.

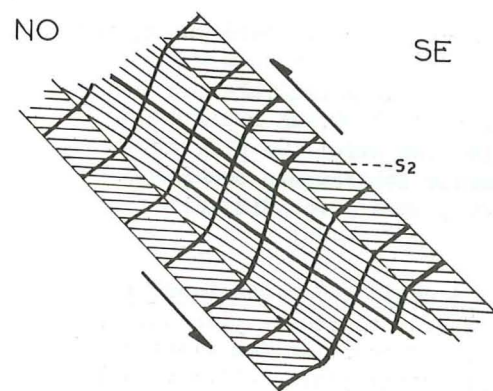
Vers le cœur du pli (Fig. 94), on peut constater un aplatissement des bancs du flanc inverse, la schistosité jouant parfois comme cisaillement. Ceci implique une contraction Sud-Est-Nord-Ouest.





- Fig. 94 - Le coeur du pli, en coupe, montre un aplatissement des flancs inverses.

D'autre part, des fentes d'extension à remplissage de Calcite recoupent ces bancs, selon des plans Nord 55° - Nord.Ouest 40° dans les bancs compétents, et Nord 55° - Nord.Ouest 60° dans les bancs incompétents (Fig. 95), montrant par leur déformation un glissement Sud.Est-Nord.Ouest.



- Fig. 95 - Les fentes d'extension indiquent un mouvement relatif des couches.

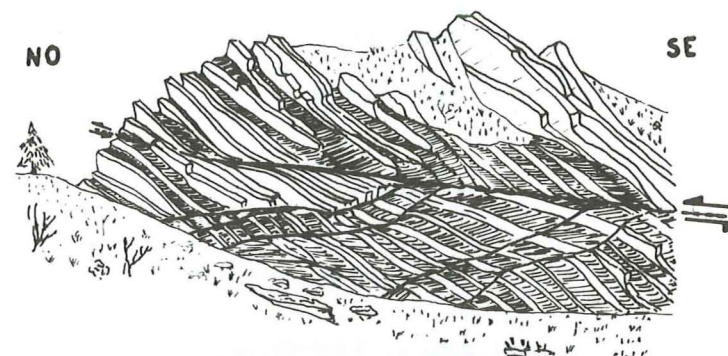
#### - La Croix du Planet :

Ce piton est ce qui reste, d'après J. Rosset, du repli supérieur de l'anticlinal II, visible sur la coupe 17.

La charnière a un axe Nord 52° - Nord.Est 20°, ce qui est confirmé par les mesures des intersections So-S2, qui sont Nord 50° - Nord.Est 15°. Nous avons encore ici le schéma classique de la schistosité se disposant en éventail, divergent et convergent.

Mais ce pli présente, sur son flanc inférieur, inverse, de nombreuses fentes de tension de direction moyenne Nord 50° - Nord.Ouest 30°, et d'autre part un plan de faille plus ou moins anastomosé, à peu près horizontal, et dont des crochons indiquent un sens de glissement tel que le compar-

timent supérieur s'est déplacé vers le Nord-Ouest (cf Fig. 96).



- Fig. 96 - l'affleurement de la Croix du Planet, vu depuis le Sud.

La charnière de la Croix du Planet repose donc, par un contact tectonique, sur le flanc normal du deuxième repli de l'anticlinal II.

La stratification, qui est ici pratiquement horizontale, est recoupée par une schistosité S2 dont l'attitude tend à confirmer que nous sommes sur un flanc normal d'un anticlinal déversé vers le Nord-Ouest. Les intersections entre la stratification et la schistosité S2 (qui a ici une orientation Nord 30° - Sud.Est 50° dans les bancs compétents, et Nord 20° - Sud.Est 25° dans les bancs incompétents), donnent une indication sur l'axe de ce pli, avec une direction Nord 40° - Nord.Est 10°. Selon un plan de S2, dans les bancs compétents, on peut noter des stries de mouvement, à peu près horizontales.

#### - Le secteur Nord :

Les affleurements que l'on trouve au Nord de la Sallanches ne permettent pas de se situer aisément par rapport à la structure, cependant on constate que l'attitude de S2 par rapport à So, la schistosité des bancs compétents étant plus pentée (au Sud.Est) que dans les bancs incompétents, est celle d'une schistosité de flanc normal d'anticlinal.

Pour résumer ces observations faites sur le Dogger des Aravis, on peut dire que l'on a dans ce secteur un empilement de plis couchés, à fort recouvrement vers le Nord-Ouest (4 à 5 kilomètres). Les allongements de matière se font suivant les axes (b) des plis, qui ont une direction de Nord 20 à Nord 50°, et le fait que les structures soient chevauchantes crée des figures de glissement selon une direction Sud.Est-Nord.Ouest.

#### 2-4- Structures liées à la phase de schistosité S3:

##### 2-4-1- La région de Mens à Albertville.

Dans la région située entre Lavars et la vallée de la Bonne, au Sud du dôme de La Mure, la schistosité S2 est déformée par une schistosité postérieure, de type pli-fracture (S3), pentée de 50 à 85° vers l'Est. Cette schistosité de pli-fracture est caractérisée par le fait que le mouvement



cisaillant se fait, dans ce secteur, dans un sens tel que les microlithons orientaux "montent" par rapport à leurs voisins situés à l'Ouest. Le même mouvement que celui déduit de l'observation de ces microlithons peut se confirmer par le fait que, à la Salle en Beaumont, des glissements bancs sur bancs ont créé des stries de mouvement Nord 80° - Sud.Ouest 50° et Nord 36° Sud.Ouest 55° : on peut en déduire un déplacement des couches supérieures vers l'Est.

Entre Monestier et Vif, on n'a jamais pu individualiser une schistosité S3, mais il se peut que cette phase se traduise par un rejeu selon le plan S2, puisque nous trouvons des formes de schistosité de pli-fracture. La configuration des microlithons montre le même mouvement que nous avons constaté plus au Sud.

Dans la partie Sud du Grésivaudan, dans la région de Domène-Brignoud, on peut observer une schistosité de pli-fracture, qui est peut-être un simple rejeu de S2. Quoi qu'il en soit, les mouvements relatifs entre les microlithons sont tels que l'ensemble des microlithons orientaux monte relativement aux voisins situés à l'Ouest. Si l'on remonte plus au Nord, à la forge d'Allevard, donc très près du socle, nous avons un plan de schistosité S3, et qui crée un gaufrage sur les plans de S2. Ces plissements traduisent la présence d'une schistosité de pli-fracture : il y a contraction et glissement, selon les plans de cette schistosité (cf chapitre I), et les microplis-failles, bien qu'influencés par les structures existant antérieurement, ont un axe en moyenne perpendiculaire à l'axe de contraction. Ainsi, connaissant l'axe des microplis gaufrant la surface considérée, on pourra en déduire que la direction de contraction se situe dans un plan perpendiculaire à cet axe. Ces axes de gaufrage sont ici Nord 46° - Nord.Est 8°, ce qui implique une direction de glissement contenue dans un plan virtuel Nord 140°, vertical, perpendiculaire aux axes de gaufrage.

Dans cette partie méridionale du Grésivaudan, la schistosité de pli-fracture n'est pas très développée, mais, à partir de la latitude de Montmélian, sa présence devient progressivement la règle.

C'est ainsi qu'au col de Cochette, on peut voir le plan de schistosité qui est ici parallèle à la stratification et qui a subi un gaufrage d'axe Nord 34° - Nord.Est 32°, et d'après ce que nous venons de dire, nous pouvons en déduire une direction de contraction contenue dans un plan perpendiculaire Nord 124° - Sud.Ouest 60°.

Les affleurements situés à l'Est du col de Cochette, vers Champ Laurent, sous le col du Grand Cucheron, ont subi la même déformation, avec des gaufrages d'axe Nord 15° - Sud.Ouest 15°, dus à des plans de schistosité de pli-fracture Nord 20° - Sud.Est 60° ; la forme des microlithons, et parfois la présence de stries, portées par le plan S3, indiquent que, inversement à ce que l'on a pu voir au Sud, les microlithons orientaux sont descendus relativement à leurs voisins situés à l'Ouest. De plus, sous le village de Champ Laurent, situé sous le col du Grand Cucheron, les plans S2 et S0 sont ondulés selon des axes Nord 25° à Nord 35°, horizontaux.

La région d'Aitor-Bonvillard est affectée par une schistosité S3 de pli-fracture Nord 20° - Sud.Est 55°, les axes des microplis étant orientés Nord 30°, ce qui implique, si on suit le même raisonnement que plus haut, un glissement, selon le plan S3, dans la direction Nord 148° - Sud.Est 50°. Le jeu relatif entre les microlithons est toujours le même, à savoir : les éléments situés au Sud-Est descendent par rapport à leurs voisins du Nord-Ouest.

La schistosité S2 est, de plus, marquée par des stries de mouvement Nord 36° - Nord.Est 20°, indiquant un coulissement des compartiments

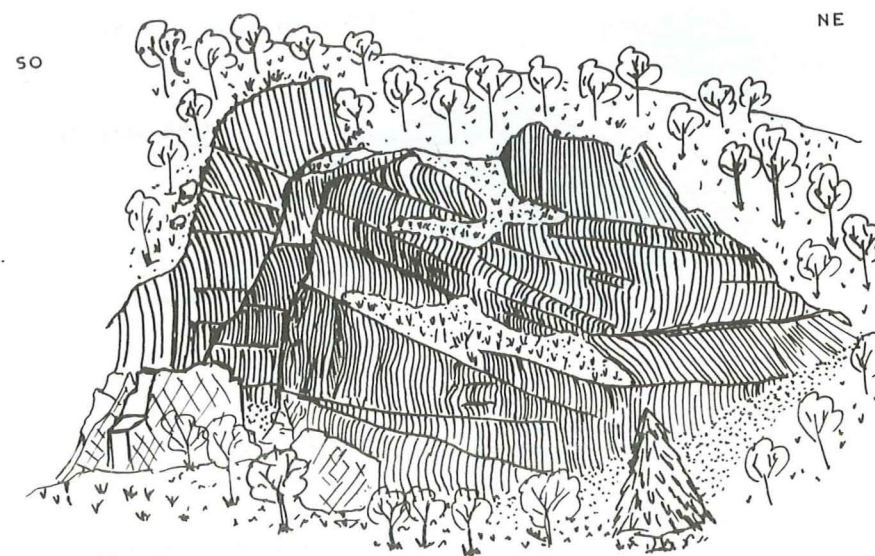
Ouest vers le Nord, c'est-à-dire, en plan, un décrochement dextre de la couverture par rapport au socle.

Le massif de la Belle Etoile, à l'Ouest d'Albertville.

Nous avons vu, lors de l'étude de l'attitude de P2, que, dans le massif de Tamié-Belle Etoile, des plis de la phase P2 S2 étaient déformés par un pli majeur de la phase P3.

Ce pli P3 à grande échelle présente une schistosité de pli-fracture qui affecte même la formation Tithonique, comme on peut le voir à l'aplomb du village de Plancherine. L'axe du pli P3 peut être apprécié à Nord 30° - Nord.Est 10°, et la schistosité de pli-fracture, de plan axial, a une orientation Nord 12° - Sud.Est 28°.

Ce grand pli P3 déforme donc les structures existantes, à la fois par rotation, car on peut voir des charnières, par exemple sous le fort de Tamié, et à la fois par glissement le long du plan de schistosité S3. Un point intéressant est la falaise de Plancherine (Fig. 97), où l'on voit les charnières du Tithonique affectées par la schistosité S3, créant des "microlithons" de grande taille, à l'intérieur desquels on retrouve la schistosité de pli-fracture qui crée des axes de plis-fractures à plus petite échelle. Les axes des plis-fractures, à Plancherine, sont orientés en moyenne selon la direction Nord 10°.



- Fig. 97 - Au dessus du village de Plancherine, les replis du Jurassique sont affectés par une schistosité de pli-fracture.

Plus bas, à la carrière située dans le Tithonique, on retrouve un plan de schistosité S3 orienté Nord 20° - Sud.Est 50°. Les déformations, de part et d'autre de ces plans, et notamment les crochons, indiquent que les compartiments supérieurs se sont déplacés vers l'Ouest.

En résumé, on peut dire que la schistosité de pli-fracture, dans le secteur méridional et dans le Grésivaudan Sud, montre, suivant les plans S3 très pentés vers l'Est et le Sud.Est, des mouvements relatifs tels que les microlithons orientaux semblent monter. Dans le Grésivaudan Nord, on constate un mouvement inverse des mi-



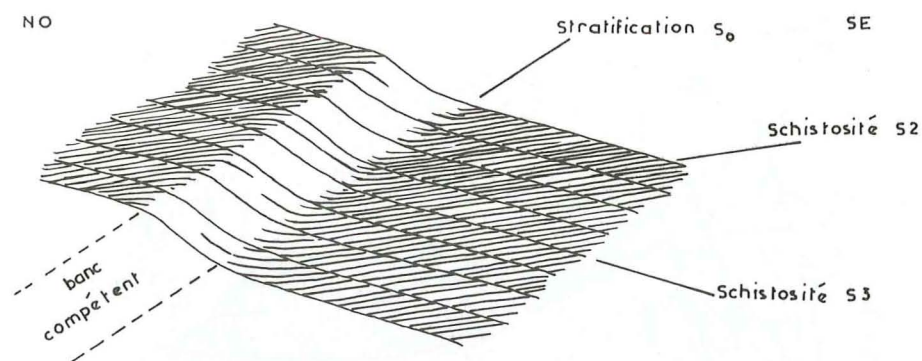
croolithons, et les déformations P3 sont très intenses, enroulant les structures antérieures P2. Les directions des glissements le long des plans S3 sont toujours sensiblement perpendiculaires aux axes des structures P3.

#### 2-4-2- Le secteur des Aravis.

Plus au Nord, nous trouvons également des manifestations de la phase à schistosité de pli-fracture S3, vers la charnière synclinale déversée 1 du Bajocien des Aravis.

A la charnière même, dans le ravin du ruisseau du Praz, on observe une importante schistosité de pli-fracture qui déforme S2 et les linéations d'extension, créant des axes de microplis d'orientation Nord.Sud - Sud 20° à Nord 25° - Sud.Ouest 6°, et dont la direction moyenne est Nord 20° - Sud 5°. Ce plan de schistosité S3 a, lui, une orientation Nord 24° - Sud.Est 55°.

Dans le ruisseau du Jora, on retrouve S3, avec un plan Nord 30° - Sud.Est 30°, créant des microplis d'axe Nord 20° - Nord.Est 10°. Cette schistosité peut être très marquée, ou bien ne se manifester que par un simple gaufrage sur S2. Parfois S3, quand les positions relatives sont favorables, s'engage selon S2, notamment dans les bancs compétents (cf Fig. 98).



- Fig. 98 - Lorsque l'obliquité entre S2 et S3 est faible, S3 peut s'engager directement dans les plans S2.

Ainsi, selon la position de S3 par rapport à S2, on peut, par endroits, ne voir qu'une seule schistosité, et à d'autres endroits, deux schistosités. C'est ainsi que dans la vallée de l'Arrondine, à la sortie Nord du tunnel, une masse de roches se trouve très affectée par S3 qui crée des axes de microplis Nord 20° - Nord.Est 20°, traduisant une direction de glissement, selon S3, Nord 104° - Nord.Ouest 13°. Dans ce secteur, la schistosité S3 est visible jusqu'à l'Oxfordien de l'Arrondine. On remarquera que les directions de contraction que l'on peut déduire de l'attitude de S3 sont perpendiculaires aux axes des plis P2.

Plus au Nord, on ne trouve plus de schistosité de pli-fracture. Exceptionnellement, comme par exemple entre la Crépière et Prise Nouvelle, dans le torrent de Jaillat, on trouve un gaufrage qui peut être attribué à cette déformation.

Donc, dans les Aravis, la schistosité de pli-fracture se trouve très localisée, au Sud-Est, et l'on retrouve, sur les plans de schistosité pentés vers le Sud-Est, des directions de glissement Sud.Est-Nord.Ouest.

#### 2-5- La fracturation.

La fracturation le long de la bordure des massifs cristallins est très dense. Cependant, on a pu mettre en évidence une grande famille de fractures que l'on retrouve à peu près partout dans le secteur parcouru.

Les mesures ont été reportées sur la carte de fracturation, où l'on a également indiqué le sens du mouvement relatif. Ce sens a pu être déduit de la présence, le plus souvent, de stries portées par le remplissage de la fracture, ou de formes particulières telles que des kinkbands ou des fentes d'extension en échelons.

Au Sud de la zone étudiée, dans la région de Mens, le réseau prédominant est un réseau de fentes d'extension Nord 108° verticales ou pentées jusqu'à 40° vers le Nord-Est. Ces fentes indiquent donc un allongement perpendiculaire, c'est-à-dire Nord 18°.

Plus au Nord, vers Vif, on retrouve ce réseau Nord 110°, mais il se trouve plus vertical, et on peut y voir un déplacement décrochant sénestre. Ce réseau est par ailleurs un important réseau d'extension, dont nous avons déjà parlé (paragraphe II 2-3-1-).

Dans le Grésivaudan Sud, le réseau d'extension, qui est Nord 120°, admettant donc un axe d'allongement Nord 30°, a subi un décrochement sénestre matérialisé par des stries de mouvement portées par le remplissage de Calcite. Dans ce même secteur, d'autre part, un réseau de failles Nord 50° montre un mouvement dextre.

Les régions d'Allevard et du Brame Farine présentent également une famille de fentes d'extension Nord 100°, verticales, traduisant un allongement selon la direction Nord 10°. On trouve encore quelques fentes décrochantes sénestres, mais leur densité semble décroître quand on va vers le Nord.

Plus au Nord, donc, le mouvement décrochant sénestre n'apparaît plus, mais on continue à trouver un réseau d'extension qui, jusqu'à Aiton, a une orientation Nord 120° environ, et dans la région d'Aiton-Bonvillard, une orientation Nord 110°.

Cette orientation Nord 110° est présente jusque dans les Aravis, avec des fractures d'extension, et l'on retrouve là encore une famille de fentes orientées Nord.Est-Sud.Ouest, montrant parfois un mouvement décrochant dextre.



### 3 - COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA REGION DE REMOLLON

#### 3-1- Introduction

##### 3-1-1- Géographie

La zone de Remollon plus communément appelée dôme de Remollon se situe au Sud d'une ligne Gap-Embrun, ou plus exactement en aval du confluent des rivières Ubaye et Durance. L'étude de cette région représente une superficie d'environ 400 km<sup>2</sup> lorsqu'on la limite sommairement au Sud par une section de cône très ouvert d'axe Nord-Sud, la pointe tournée vers le Nord à l'emplacement du village de Bellafaire. Elle est traversée en son milieu par la Durance qui coule de l'Est vers l'Ouest, ainsi qu'au Nord par un de ses affluents : l'Avance allant du Nord-Est au Sud-Ouest, direction qui après leur confluent est empruntée par la Durance.

Ce secteur est marqué topographiquement par des lignes de côtes à tendance concentrique, et d'importance variable. L'altitude modérée se situe entre 900 et 1000 mètres de moyenne, le fond de la vallée principale entre 650 et 550 mètres d'Est en Ouest et le sommet : Mont Colombis à 1733 mètres.

Enfin, ajoutons qu'à l'Est, le barrage de Serre Ponçon détermine un important plan d'eau qui s'avance très profondément dans les vallées de la Durance et de l'Ubaye.

##### 3-1-2- Géologie.

Géologiquement, cette région se situe au Sud-Est de la demi-fenêtre d'Embrun des nappes de l'Embrunais-Ubaye.

L'attitude particulièrement concentrique et régulière de la stratification ainsi que la présence de cristallin en son centre font interpréter cette région comme un dôme, un bombement de la couverture sédimentaire érodée jusqu'en son cœur. Bien que monotone, ce secteur est lacéré de failles et fortement perturbé dans son homogénéité par différents accidents chevauchants, souvent marqués par des gypses triasiques, situés au Sud de la Durance et qui représentent la terminaison Nord du chevauchement de Digne.

La série stratigraphique de ce bombement est essentiellement constituée par des terrains d'âge liasique. En effet, à un Trias réduit, constitué de calcaire, de dolomie et de Gypse, fait suite une très épaisse série liasique de 2000 mètres d'épaisseur. Puis nous trouvons les niveaux du Jurassique moyen (Dogger) avant de passer au puissant niveau de Terres Noires du Callovo-Oxfordien estimé à 1500 - 2000 mètres. Nous considérerons toutefois le Dogger comme la limite supérieure de cet ensemble du moins en ce qui concerne l'étude suivante.

La série liasique qui constitue l'essentiel de ce bombement est divisée en deux unités :

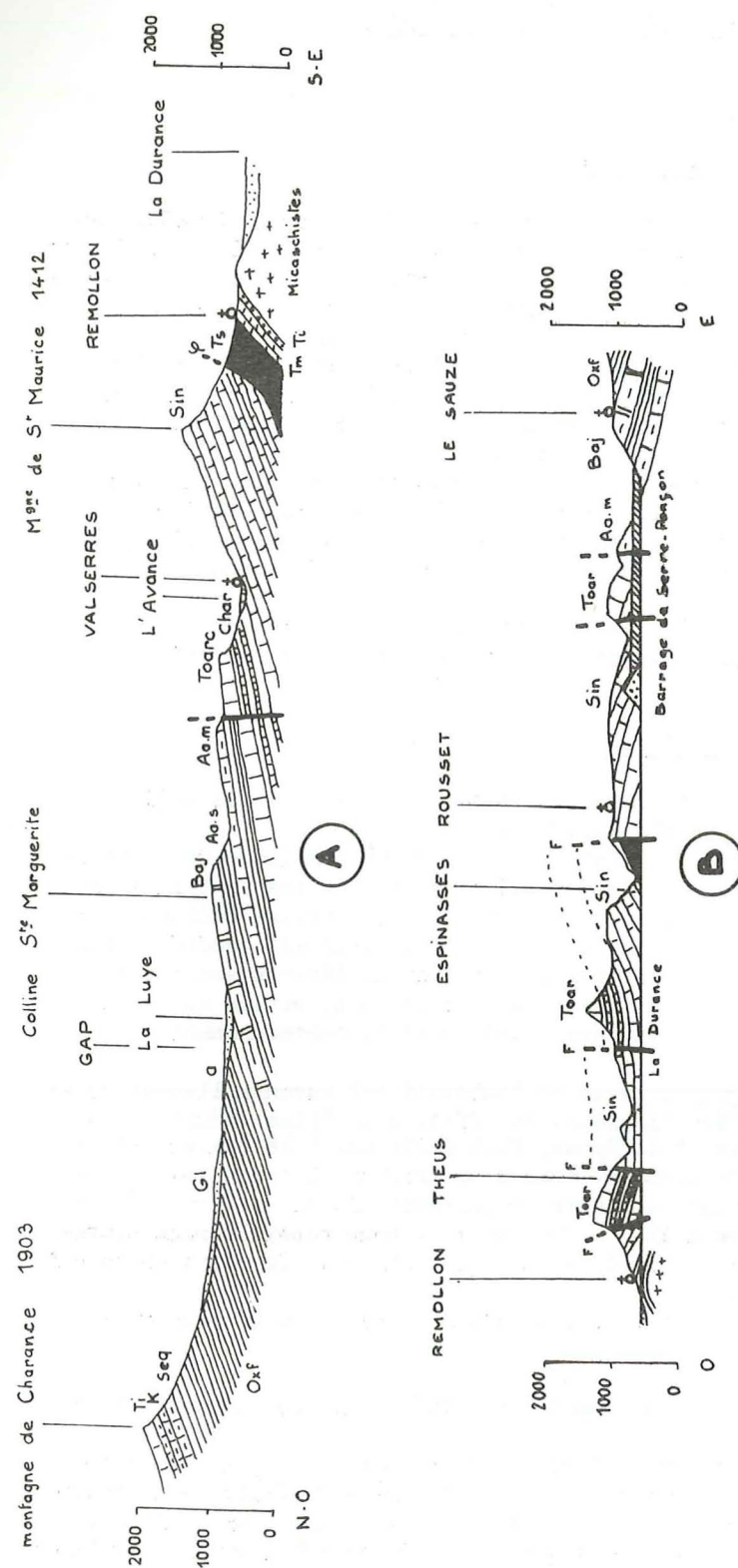
- Un Lias calcaire à la base
- Un lias schisteux au sommet constitué de niveaux marneux et de calcaires argileux.

Malgré cette distinction l'ensemble est assez homogène et de toute façon beaucoup plus compétent que la série marneuse du Callovo-Oxfordien.

Entre ces deux grands ensembles se situe donc le Dogger, d'une centaine de mètres d'épaisseur, et constitué d'une alternance régulière de bancs marneux et de calcaires argileux.

Compte tenu de cette structure géologique d'apparence calme, nous avons procédé à un échantillonnage de mesures par secteurs et non par cheminement comme pour les autres régions. Chaque indication sur les cartes de





- Fig. 100 - (d'après C Kerckhove 1966)  
A- Coupe du flanc Ouest du dôme de Remollon.  
B- Coupe de la rive droite de la Durance en amont de Remollon.

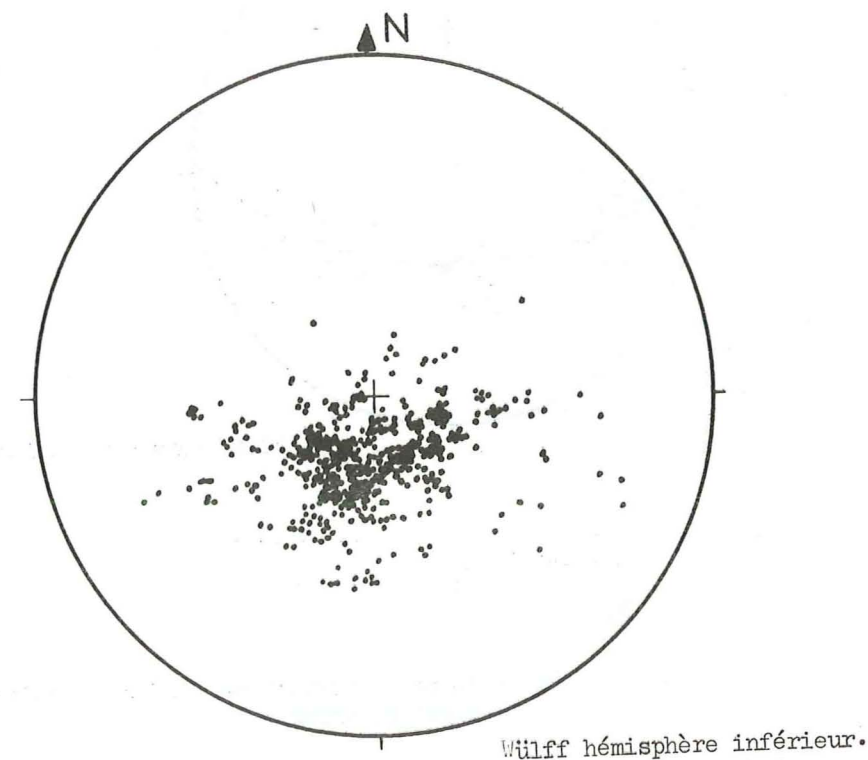
stratification, schistosité, linéation (b) et diaclases représente donc une synthèse d'un nombre variable de mesures selon la qualité de l'affleurement et de la régularité de l'élément à mesurer.

Précisons encore que les mesures les meilleures et les plus nombreuses se situent dans le Dogger et cela pour des raisons de mécanisme que nous verrons dans le chapitre III, mais aussi pour la commodité des affleurements déterminant des côtes faisant suffisamment saillie dans la topographie, et dont le flanc raide reste cependant accessible, à l'opposé de la majorité des autres niveaux.

### 3-2- Stratification

Elle est ici un guide essentiel car elle nous permettra d'éclaircir la structure de cette région ainsi que son évolution. La carte géologique au 1/80 000 (feuille Gap) ainsi que les coupes de la Fig. 100 nous permettent rapidement de nous faire une idée de ce bombement.

Les mesures de tous les points étudiés ont été rassemblées dans le stéréogramme de la Fig. 101. Ils permettent de constater que cette structure en dôme possède des plans de stratification assez peu pentés.



- Fig. 101 - Répartition des pôles des stratifications de la région de Remollon.

#### 3-2-1- Ceinture du Dogger.

La carte de la stratification montre encore plus clairement cette structure concentrique, surtout pour le Dogger, depuis le Sud de Tallard jus-



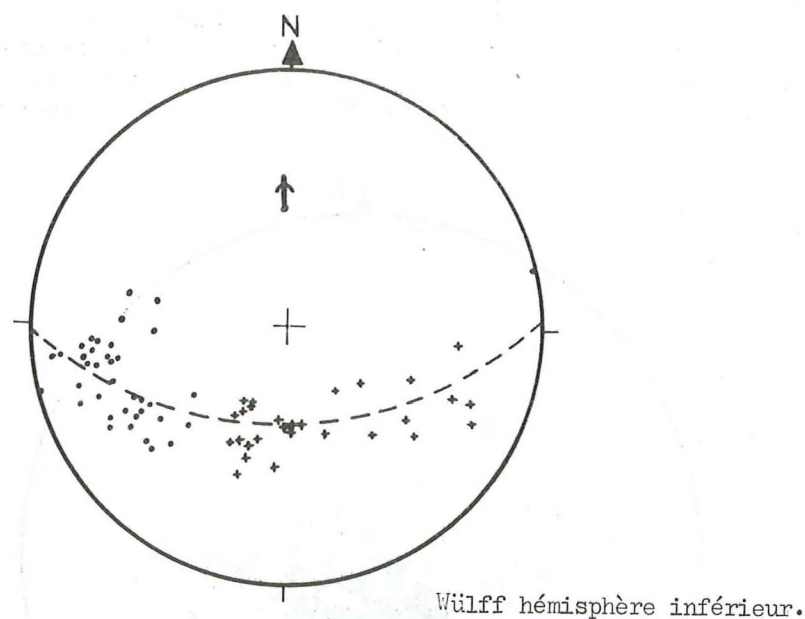
qu'à la Bréole. On remarque que les plongements sont relativement réguliers (20 à 30° en moyenne), sauf vers la Saulce et tout près de Gap où les valeurs avoisinent et même dépassent 50°.

La structure de cette région homogène dans l'ensemble est dans le détail plus complexe.

### 3-2-1-1- Pli de la Saulce :

Les mesures faites dans ce secteur montrent que cette écaille est en fait un pli chevauchant, de 2 à 3 kilomètres de longueur d'onde, et de 1 kilomètre d'amplitude, dont un flanc a été laminé, car il ne subsiste que la charnière et le flanc Ouest.

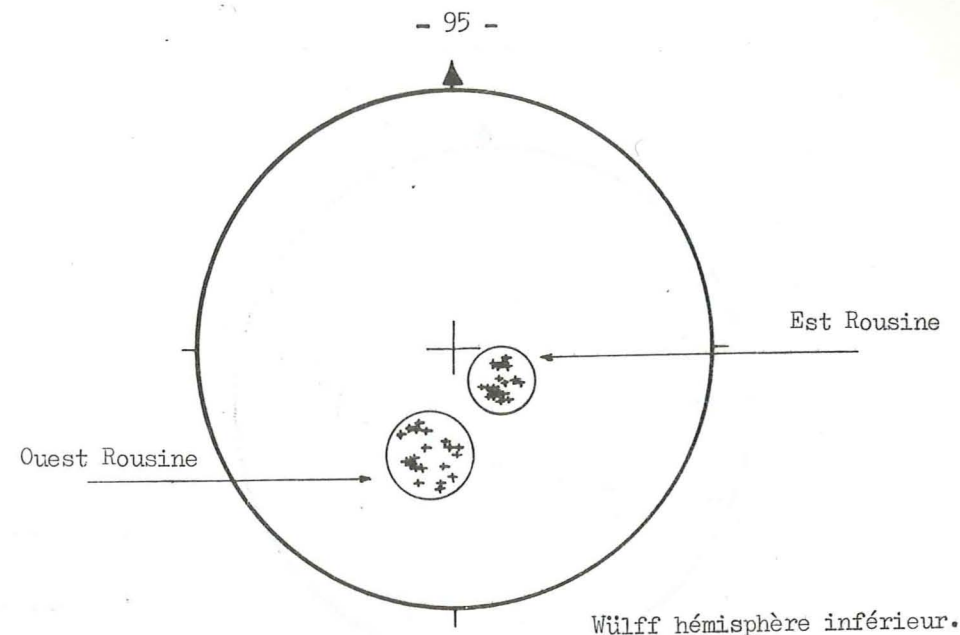
Ce pli construit sur stéréogramme (Fig. 102) a une direction Nord 178° et un plongement vers le Nord de 40°.



- Fig. 102 - Guirlande du pli de la Saulce.  
+ Stratification  
• Schistosité  
X Axe du pli

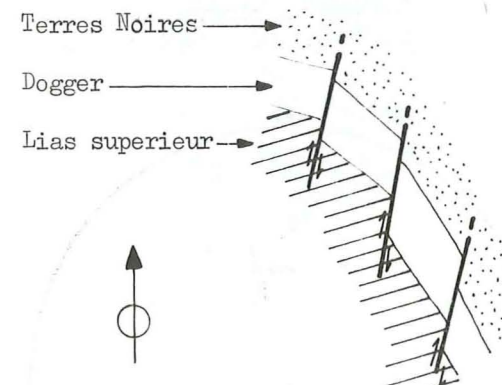
### 3-2-1-2- Ondulations et variations locales d'attitude de la stratification :

On note un certain nombre d'ondulations de taille kilométrique et de variations brutales de la stratification, principalement au Nord de Curbans de part et d'autre de la rivière Rousine et entre Gap-la Bâtie Neuve. Le stéréogramme de la Fig. 103 montre les pôles des stratifications à l'Ouest de la Rousine (depuis le Serre Soleille jusqu'à cette rivière) et à l'Est jusqu'au sommet de St Abdon (1 kilomètre au Sud de Tallard). On distingue deux groupements très distincts.



- Fig. 103 - Stéréogramme montrant les pôles des plans de stratification du Dogger de part et d'autre de la rivière Rousine

On peut aussi remarquer qu'à l'Est de la région, la direction de la stratification est moins méridienne que ne le présage la carte géologique. En effet, les failles décrochantes dextres montrent une direction Nord-Sud des affleurements (Fig. 104).



- Fig. 104 - Schéma montrant le décalage de direction entre l'allure générale des affleurements et la stratification au Sud de Chorges.

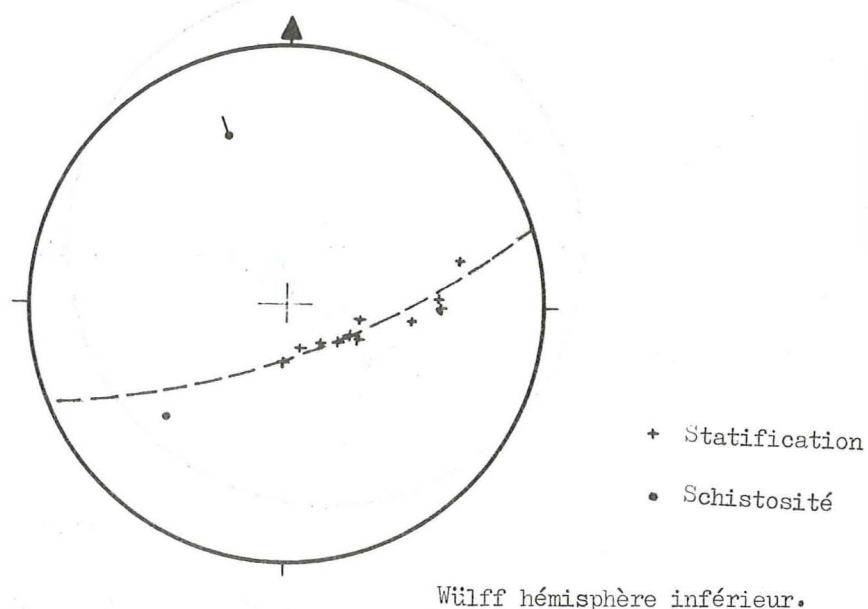
### 3-2-1-3- Plis au sein des alternances du Dogger.

- Il existe principalement dans les niveaux tendres, parallèlement à la stratification, des rubanements de calcite et de marnes extrêmement denses de l'ordre du millimètre ou du dixième de millimètre, constituant des couches de quelques centimètres généralement plissées avec des axes parallèles à ce que nous appellerons plus loin ligne (b), sauf à l'Est où ils possèdent des directions Nord-Est-Sud-Ouest avec plongement au Nord-Est.

- Nous avons observé lors de l'échantillonnage de mesure deux zones où il y a des plis de 0,5 à 2 mètres d'amplitude et de longueur d'onde. Ces plis situés au sommet du Dogger à la limite des Terres Noires sont dissymétriques.

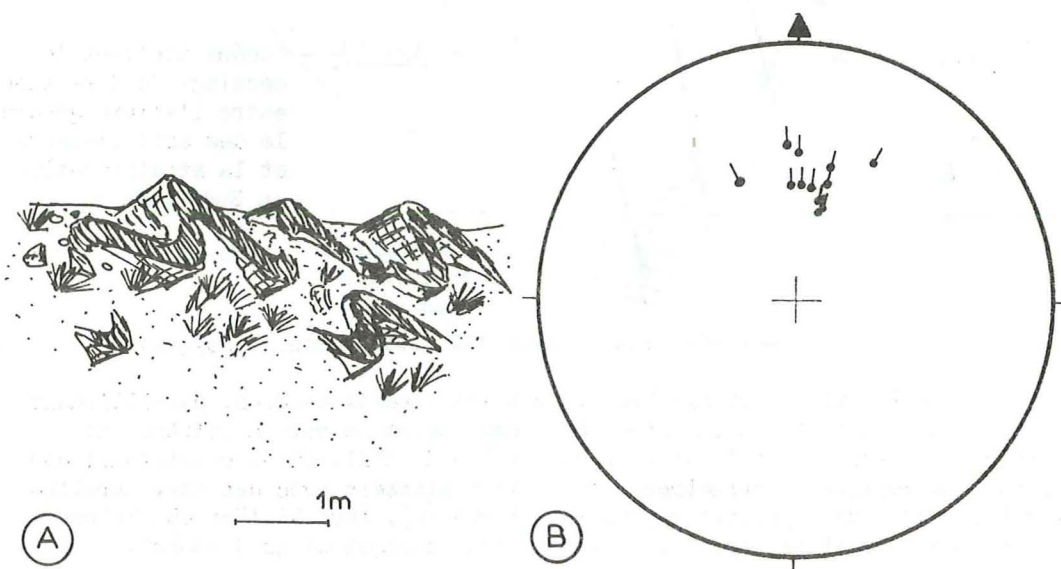
1) Au Nord de Lettret (coordonnées x : 896,2 - y : 248,1) : Il existe à ce niveau des affleurements de mauvaise qualité avec des structures complexes. Nous avons toutefois mesuré un pli légèrement dissymétrique à regard vers le Sud, d'orientation Nord 160° à plongement vers le Nord-Ouest de 20° (Fig. 105).





- Fig. 105 - Pli de Lettret dans les alternances du sommet du Dogger

2) Affleurement de Montgardin (coordonnées x:909,8 - y:257,7) : Au Nord de Montgardin au niveau du premier lacet de la route qui depuis la Nationale 94 conduit au village, se trouve un affleurement avec de très beaux plis dissymétriques à regard vers l'Ouest (Fig. 106-A) qui ont pu être mesurés directement. Ces mesures portées sur un canevas ont donné un groupement (Fig. 106-B) de direction Nord 0° plongeant de 40° vers le Nord.



- Fig. 106 - Les plis de Montgardin dans les alternances du Dogger  
A - Forme dissymétrique de ces plis.  
B - Groupement des axes sur un stéréogramme.  
Wulff hémisphère inférieur.

### 3-2-2- Coeur du bombement.

A l'opposé de la ceinture du Dogger d'allure globale régulière et concentrique, le coeur de cette région est assez confus. Le lias supérieur (zone hachurée) présente sur la carte de stratification la même virgation que le Dogger. Mais pour le lias inférieur, l'attitude de cette stratification est cahotique. Elle est pour une large part due aux différents rejets des failles (cf. Fig. 100 coupe B).

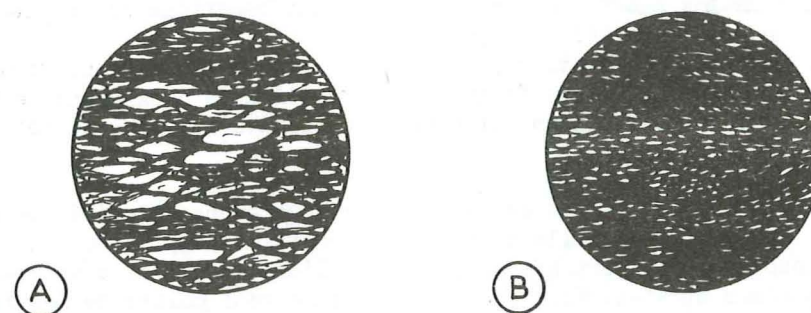
### 3-3- Schistosité \*

#### 3-3-1- Définition, Description.

Toute cette région possède une schistosité de qualité variable, que nous appellerons S2.

Ce clivage est très médiocre dans les calcaires durs compétents du Sinémurien (Calcaires de Serre Pongon) jusqu'au Domérien inférieur, ainsi que dans le Toarcien (niveau à patine rousse caractéristique). Dans les niveaux plus argileux incompétents tels que le Domérien supérieur, l'Aalénien, le Dogger et les Terres Noires, cette schistosité est bien développée.

Il s'agit, du moins dans le Dogger et les niveaux incompétents, d'une schistosité de flux banale assez peu évoluée par rapport à la schistosité de flux des synclinaux du Pelvoux. Ainsi la recristallisation n'est pas totale (Fig. 107 - A) ou même seulement commençante (Fig. 107 - B).



- Fig. 107 - Schistosité de flux  
A - Cristallisation incomplète (banc marneux du Dogger)  
B - Cristallisation commençante (banc calcaire du Dogger)

\* Il nous faut préciser que pour l'homogénéité de l'exposé, nous avons délibérément choisi de ne parler ici que de schistosité de flux. En fait la schistosité de toute cette région possède indifféremment la même attitude (à la réfraction près) et cela quels que soient les niveaux. La schistosité qui se situe dans les terrains très compétents tels que par exemple le Sinémurien et le Toarcien, ne peut absolument pas être qualifiée de schistosité de flux. Il s'agit en fait d'une schistosité où il n'y a aucune recristallisation et où les fractures ne sont pas toujours très régulières et denses.

Il nous apparaît donc très important de signaler que la schistosité, au sens large, de la région de Remollon, évolue depuis une schistosité sans aucune recristallisation jusqu'à une schistosité à recristallisation plus ou moins avancée, et cela en fonction de la compétence relative des niveaux les uns par rapport aux autres.



### 3-3-2- Carte de la schistosité

De l'observation de la carte de schistosité on peut tirer les observations suivantes.

1) Homogénéité apparente : Toute la région est traversée par cette schistosité S2 de façon régulière selon une direction Nord-Ouest-Sud-Est et un plongement toujours vers le Nord-Est avec des valeurs comprises entre 30 et 80°.

2) Points de détail : Il existe une très ample inflexion au Nord-Est. Les directions au Sud de Chorges sont en effet beaucoup plus méridiennes (certaines jusqu'à Nord-Sud) que pour l'ensemble. On remarque aussi de très rares points isolés où les directions ne sont pas conformes à la moyenne. Il s'agit probablement de basculements locaux ou d'erreurs de mesures et d'interprétation sur le terrain.

### 3-3-3- Réfraction, attitude de la schistosité

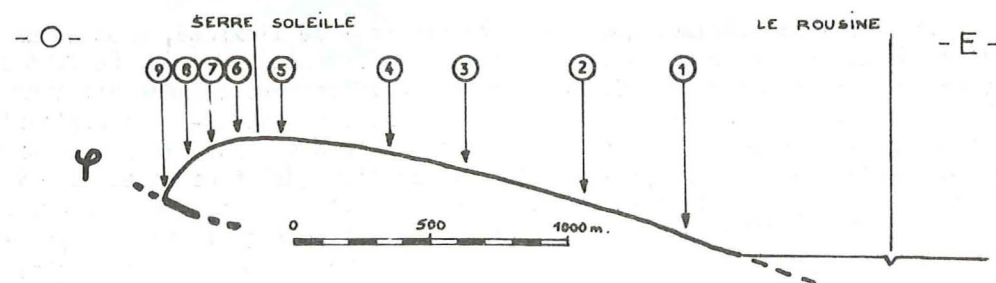
La réfraction décrite au chapitre I est ici bien développée dans le Dogger constitué d'une alternance de bancs durs et tendres.

La schistosité dans les bancs tendres, la schistosité dans les bancs durs et la stratification constituent généralement trois plans différents. Pris successivement par couple, ces plans matérialisent trois lignes d'intersection.

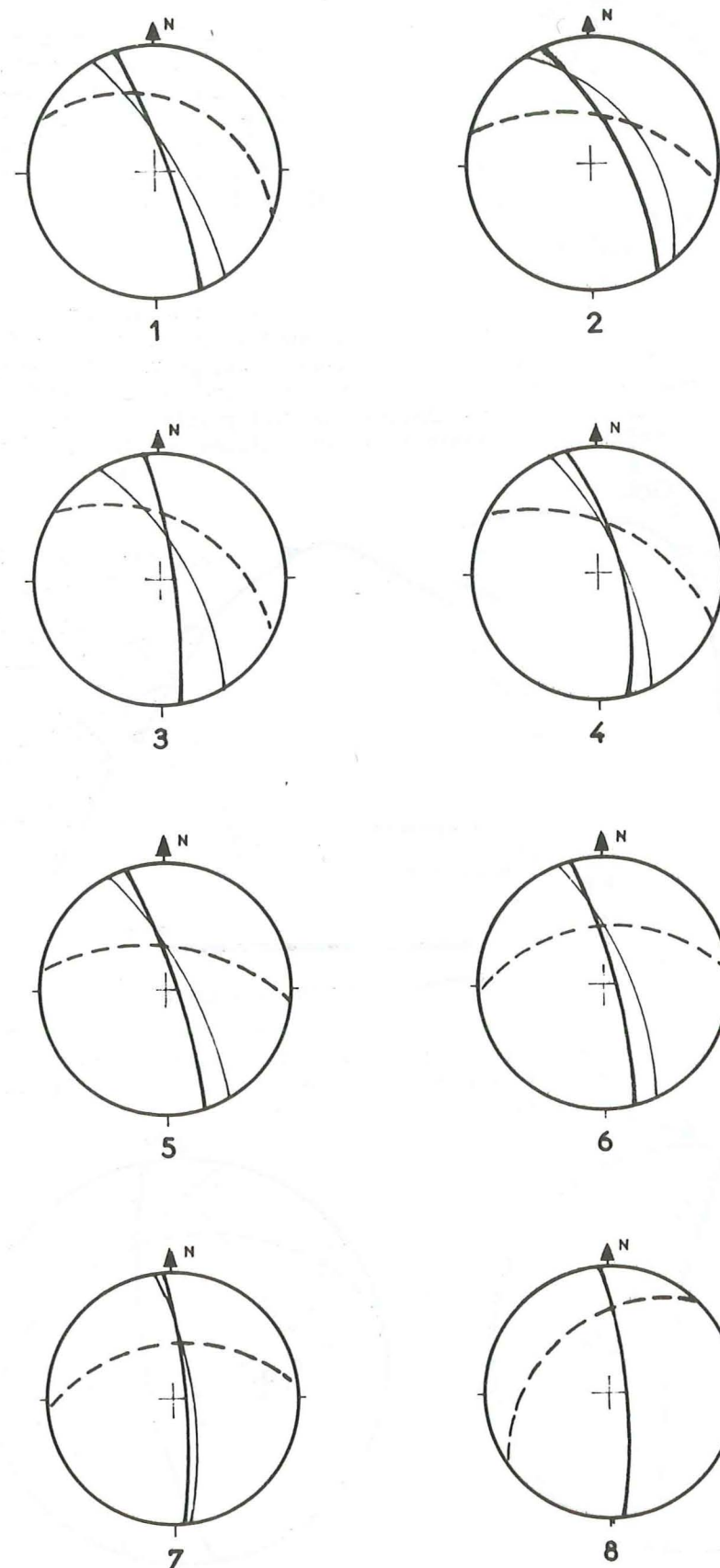
Dans tous les cas de mesure, ces trois intersections représentent la même ligne que nous appellerons ligne (b).

Bien que cette réfraction ne soit pas, au passage de bancs tendres et durs, un changement d'attitude franc, l'intersection de deux plans de mesure de schistosité en deux points différents représente toujours la même ligne.

3-3-3-1- Zone de la Saulce : Nous avons vu précédemment qu'il s'agissait ici d'une écaille chevauchante en forme de pli. Nous avons effectué une coupe le plus perpendiculairement à l'axe du pli en conservant au maximum les mêmes strates. Nous avons sélectionné neuf points de mesures (Fig. 109) de la stratification et de la schistosité, répartis à intervalles à peu près réguliers en les espaçant toutefois plus à l'Est du Serre Soleille qu'à l'Ouest tel qu'il est indiqué sur le schéma de la Fig. 108.

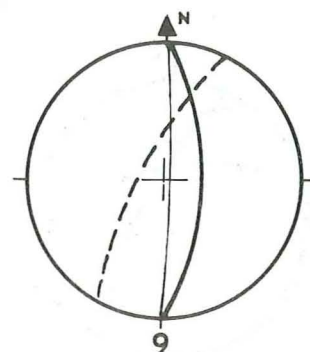


- Fig. 108 - Coupe schématique du pli de la Saulce avec position des points de mesures utilisées.



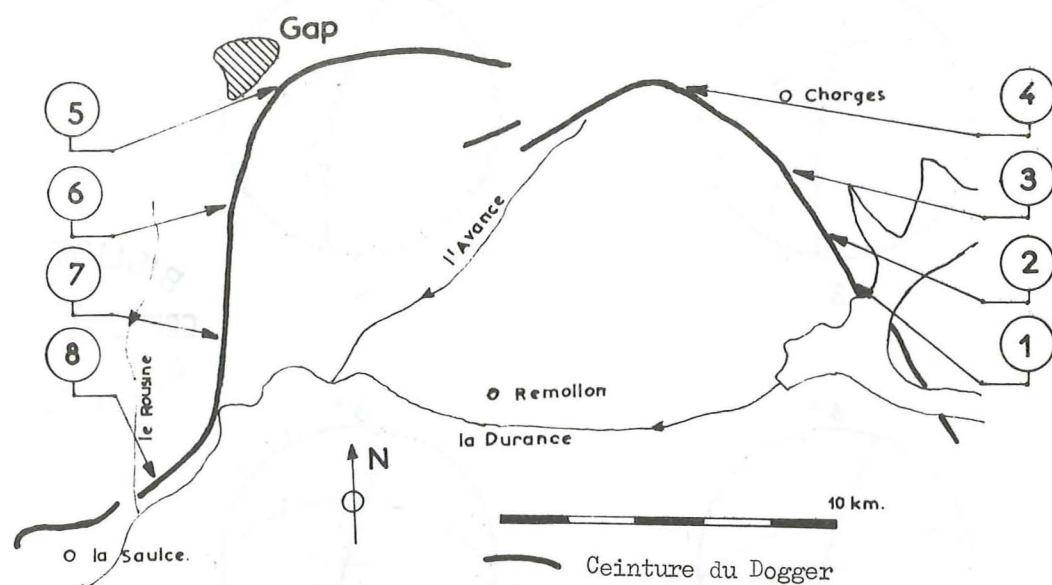
BIBLIOTHEQUE  
GRENOBLE - SCIENCES  
UNIVERSITAIRE



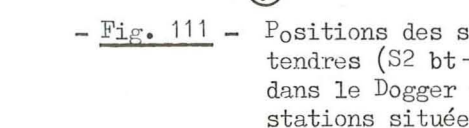
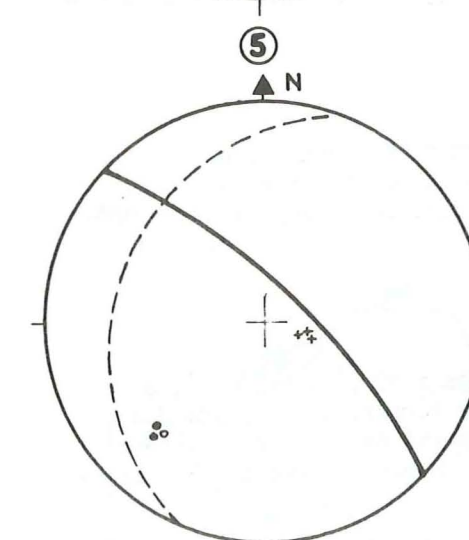
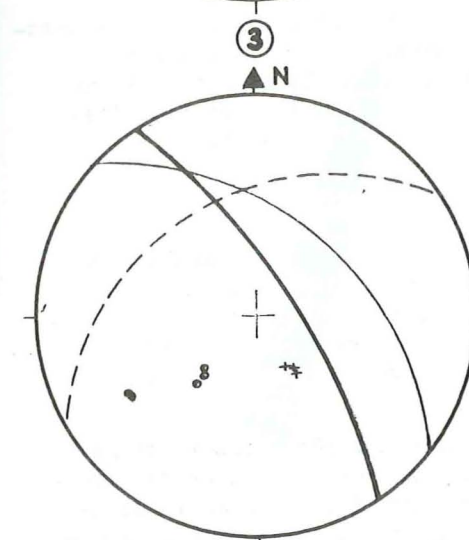
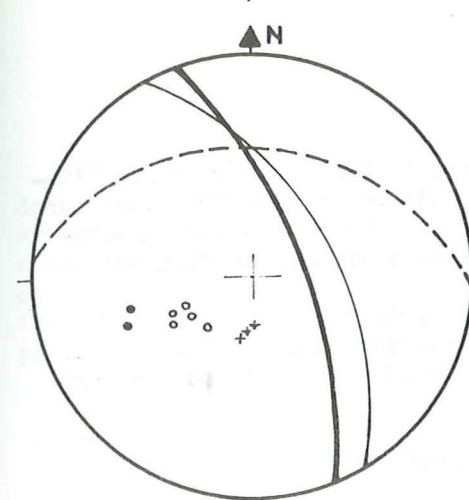
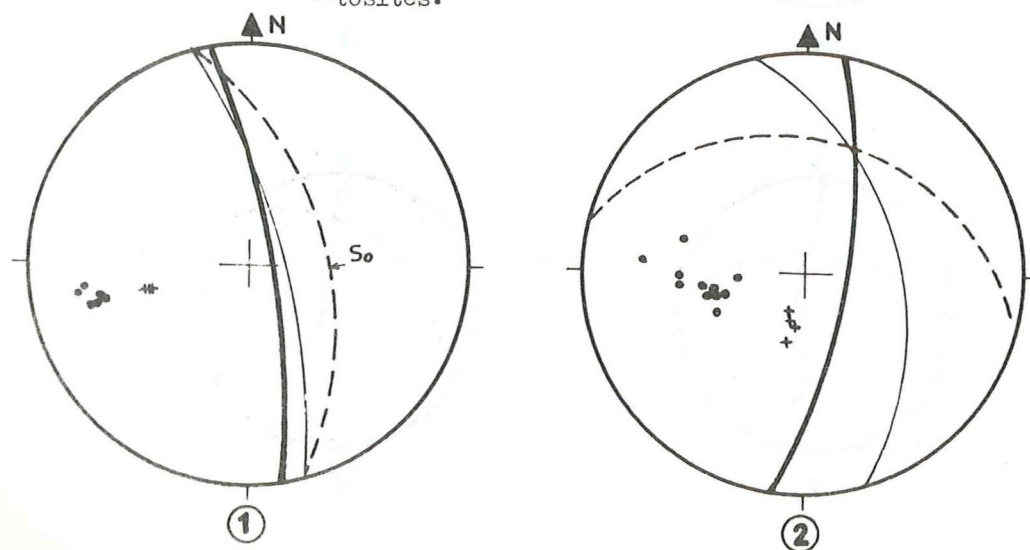


- Fig. 109 - Mesures de stratification (---), de schistosité bancs durs (—) et de schistosité bancs tendres (—) sur une coupe Est-Ouest subperpendiculaire à l'axe du pli de la Saulce. Wulff hémisphère inférieur.

3-3-3-2- Ceinture du Dogger : Les mesures effectuées sur cette ceinture du Dogger évoluent régulièrement. Tous les points étudiés ne peuvent être transcrits sur un stéréogramme. Aussi, pour avoir des indications sur la position de cette schistosité par rapport à la stratification ainsi que sa réfraction, nous ne donnerons que huit points ou stations (Fig. 111) très précis dont la répartition est indiquée par la fig. 110.



- Fig. 110 - Schéma de situation des huit stations destinées à montrer la répartition des stratifications et schistosités.



Wulff hémisphère inférieur.

- Fig. 111 - Positions des stratification (So---), schistosité bancs tendres (S2 bt—) et schistosité bancs durs (S2 bd—) dans le Dogger de la région de Remollon, pour les huit stations situées par la Fig. 110.



### 3-4- Linéation (b).

Au paragraphe 3-3-3, nous avons défini la linéation (b) comme l'intersection stratification-schistosité. Toutes les indications contenues sur la carte de cette linéation (b) sont des moyennes entre des lignes directement mesurées sur le terrain et les lignes obtenues par construction sur un diagramme.

On constate que dans l'ensemble cette linéation a une direction Nord-Ouest-Sud-Est et un plongement vers le Nord-Ouest bien qu'il existe un certain nombre de variations autres que des points isolés dont nous ne tiendrons pas compte.

#### 3-4-1- Plongement de la linéation (b).

Parallèlement à la direction de cette ligne, c'est-à-dire Nord-Ouest-Sud-Est, le plongement varie en quantité et en sens. Au Nord-Ouest, cette ligne plonge vers le Nord-Ouest de 30 à 40°. Au coeur de la région, elle ne plonge plus que de 10 à 20° puis se trouve horizontale dans la région d'Espinasse. Enfin au Sud-Est elle plonge de 5 à 10° vers le Sud-Est.

#### 3-4-2- Direction de la linéation (b).

1) Ceinture du Dogger : Aux environs de la Saulce, cette ligne a une direction Nord-Sud mais elle est différente des premiers affleurements du Dogger à l'Est de la rivière Rousine où cette linéation est plutôt N.140°. Ensuite et jusqu'à Gap cette direction est à peu près régulière et varie de N 130 à N 150°. Au niveau de Gap, elle tourne puis se trouve Nord-Sud, de Montgardin jusqu'au Sud de Chorges.

2) Coeur du bombement : On peut ici faire les mêmes observations que pour la ceinture du Dogger, mais dans l'ensemble les variations de direction sont de plus en plus réduites lorsque l'on descend dans la série stratigraphique. Ainsi au coeur de cette région les directions sont comprises entre N 130 et N 150°.

### 3-5- Allongements.

Nous avons relevé des objets structuraux témoignant d'un allongement. Il s'agit d'ombres de pression, d'étirements de minéraux, de fossiles déformés tels que Belemnites et ammonites. Ces différents objets ne se présentent jamais en grande quantité. Il s'agit toujours d'indices plus ou moins épars.

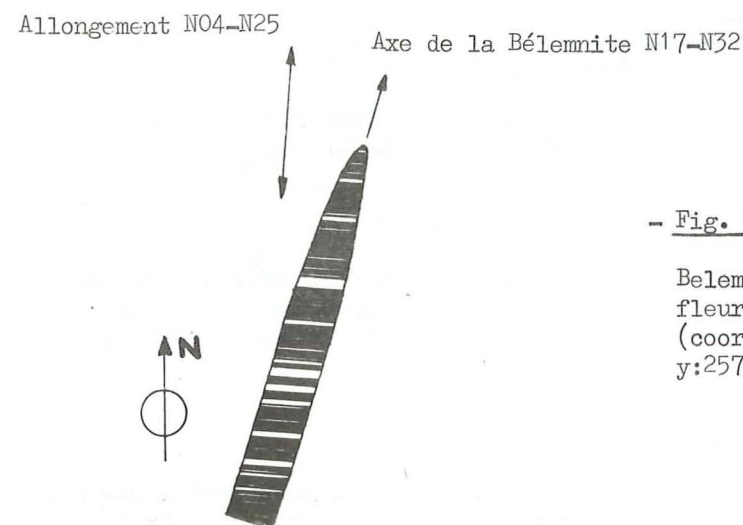
#### 3-5-1- Ombres de pression.

Au Nord de Lardier Valença (coordonnées x:890,5 - y:244,8), à proximité du chevauchement de la Saulce, dans le Dogger, à la limite des Terres Noires, il existe dans le plan de schistosité de nombreux cristaux de Pyrite avec de belles queues de cristallisation parallèlement à la direction de la linéation (b).

Ailleurs on ne trouve que rarement des ombres de pression. Elles sont toujours de mauvaise qualité. Les queues de cristallisation mesurées se sont toujours avérées être parallèles à la ligne (b) sauf près du Sauze (coordonnées x:916,1 - y:248,4) où nous avons mesuré, à proximité des Terres Noires des ombres de pression situées dans le plan de schistosité (N 163-NE 57) et de direction N 40-50° plongeant de 45 à 55° au Nord-Est.

### 3-5-2- Belemnites tronçonnées.

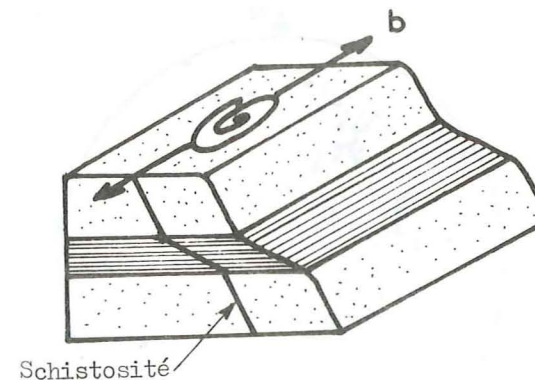
Les échantillons trouvés dans le Dogger présentent un allongement dont il est difficile de mesurer le taux. En effet, les tronçonnements sont extrêmement nombreux et très variables en longueur. Les remplissages de calcite peuvent être inférieurs au dixième de millimètre et seule une lame mince perpendiculairement aux éléments tronçonnés permet le calcul de (e). De toute façon cet étirement est toujours parallèle à la linéation (b) (exemple : Fig. 112), et (e) n'excède pas 1.



- Fig. 112 - Exemple d'allongement d'une Belemnite mesurée sur l'affleurement de Montgardin (coordonnées x:909,3 - y:257,7).

### 3-5-3- Ammonites déformées.

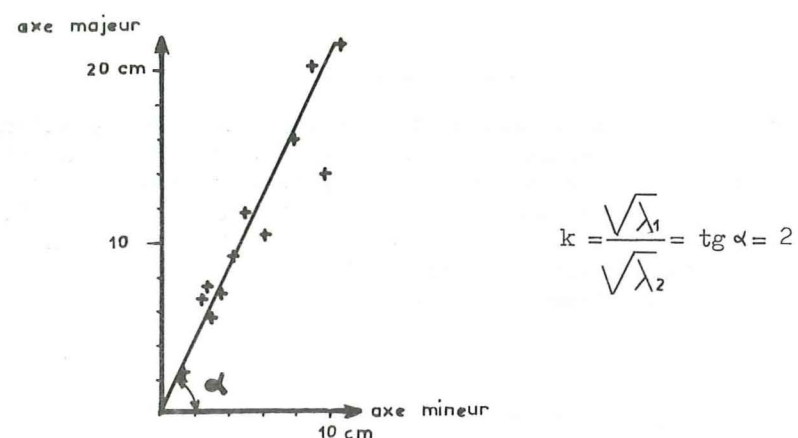
Les spécimens trouvés se situent essentiellement dans le Dogger. Généralement à plat sur le plan de stratification, les Ammonites sont facilement mesurables au sommet des bancs durs. Elles sont dans cette région (en ce qui concerne le Dogger) toujours déformées. Nous avons procédé à un certain nombre de mesures de la grande et de la petite dimension. Leur rapport (k) dont nous avons donné la signification au chapitre I, est compris entre 1,5 et 2. La direction de la grande dimension est toujours parallèle à la ligne (b) (exemple de la Fig. 113).



- Fig. 113 - Exemple d'ammonite déformée, position sur le plan de stratification par rapport à la ligne (b).

Au Sud de Chaffrois (coordonnées x:896,5 - y:251,6) une dizaine d'Ammonites ont pu être mesurées sur un même affleurement. Le rapport (k) est ici de 2 (Fig. 114).





- Fig. 114 - Rapport de la grande et de la petite dimension sur une série d'Ammonites d'un même affleurement.

### 3-5-4- Etirements de minéraux.

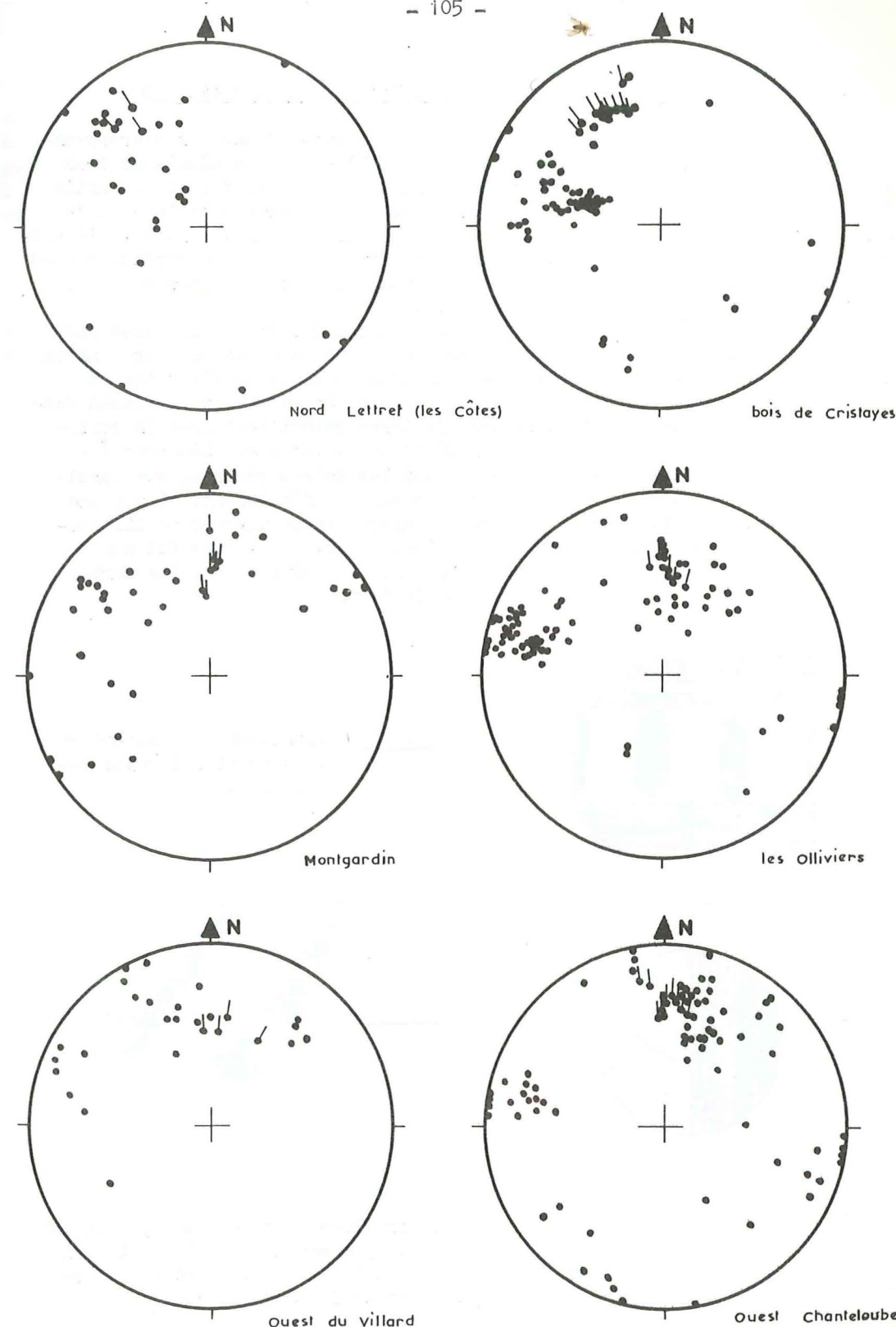
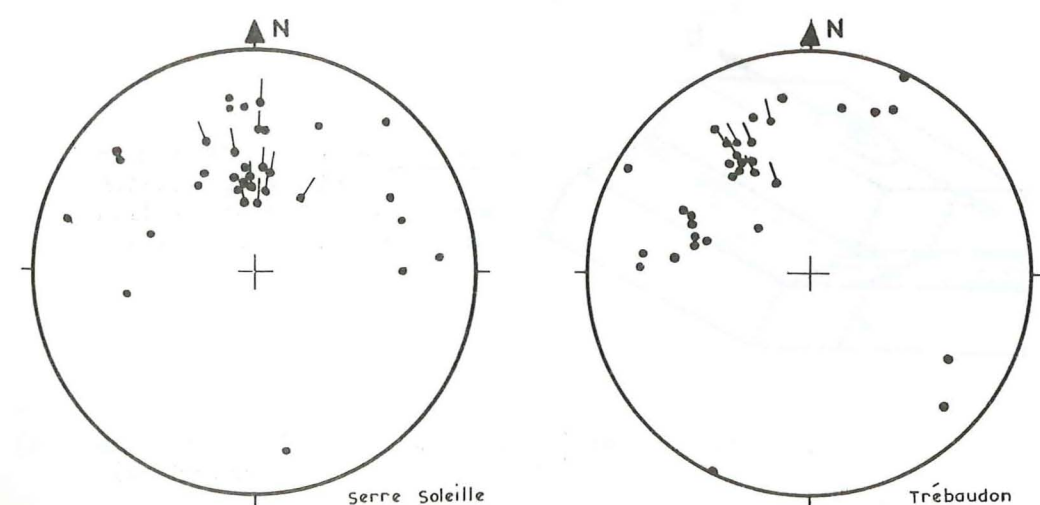
Comme la schistosité de flux, ils sont assez mal développés. Lorsqu'ils sont visibles, ils se situent uniquement dans les bancs très tendres, ils déterminent alors dans le plan de schistosité une linéation parallèle à (b).

### 3-6- Les diaclases

Cette région possède un certain nombre de diaclases généralement avec des cristallisations de Calcite et plus rarement de Quartz. L'étude des différents réseaux est assez difficile, à cause du caractère assez confus de certaines de ces diaclases qui au même endroit ne sont pas toujours régulières et qui globalement évoluent d'Est en Ouest.

Cependant trois réseaux principaux ont pu être mis en évidence en dehors de la zone du décrochement de l'Avance, ainsi qu'aux environs de Gap.

Pour mettre en évidence toutes les diaclases et pour compléter la carte qui est insuffisante, nous avons choisi huit zones très réduites avec suffisamment de mesures, et qui comme pour l'attitude de la schistosité par rapport à la stratification, éliminent les dispersions tout en restant caractéristiques de l'ensemble (Fig. 115).



- Fig. 115 - Stéréogramme de différents secteurs situés dans le Dogger de la zone de Remollon avec : - (•) pôles de diaclases  
- (•) ligne (b).

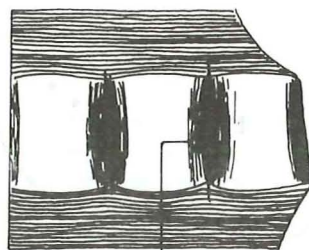


### 3-6-1- Réseau perpendiculaire à la linéation (b).

C'est le réseau le plus net et le plus évident sur les stéréogrammes de la Fig. 115. Sur le terrain il est constitué par des diaclases très souvent remplies de Calcite et plus rarement de Quartz, sauf dans la partie Est de la région, à partir de Montgardin. Ces remplissages sont importants dans les bancs durs et faibles ou inexistant dans les bancs tendres. L'épaisseur de la minéralisation est en général de l'ordre de 2 à 5 centimètres dans les bancs durs. Sur la stratification, il apparaît de ce fait des constriction et des amorces de boudins (Fig. 117).

La fréquence de ce réseau varie de une à plusieurs diaclases par mètre, mais elle peut être beaucoup plus importante dans les niveaux tendres de la série liasique. C'est ainsi que dans l'Aalénien, à un kilomètre en amont de la Saulce au bord de la route Nationale, ce réseau de diaclases ressemble à une deuxième schistosité. Ces diaclases déterminent avec la schistosité S2 et avec la stratification un débit de la roche en "bâtonnet".\*

Ajoutons, et cela est valable pour les autres réseaux, que parallèlement à ces diaclases très bien visibles sur l'affleurement, il y a une multitude de petits filonnets d'épaisseur inférieure au dixième de millimètre qui ne sont pas toujours visibles à l'œil (Fig. 116). Ces filonnets sont surtout présents à l'Est. Lorsqu'ils sont bien développés, ils arrivent à simuler, sur la stratification, une linéation.



- Fig. 116 - Diaclases avec amorce de boudins et filonnets parallèles.



- Fig. 117 - Lame mince avec filonnets.

Ce réseau de diaclases change de direction d'Est en Ouest, cela est visible sur les stéréogrammes de la Fig. 115. Nous savons que l'orientation de la ligne (b) évolue d'Ouest (N 130-140) en Est (N 0-10). Ce réseau constamment perpendiculaire à (b) varie à peu près de la même façon.

\* Notons à ce sujet, à titre de curiosité, que près du col des Garcinets (coordonnées x:910,6 - y:240,6) dans l'Aalénien, il existe des "bâtonnets" de un mètre de longueur et quelquefois plus.

Enfin, au Sud de Gap, un certain nombre de ces diaclases possède des stries, ce qui permet de donner un sens sénestre au mouvement le long de ces fractures. En effet, sur ces diaclases de direction N 40 à 50°, plongeant vers le Sud-Est de 50 à 90°, les stries subhorizontales Sud-Ouest 15° à Nord-Est 10° permettent de dire que le compartiment supérieur s'est déplacé vers le Nord-Est par rapport au compartiment inférieur.

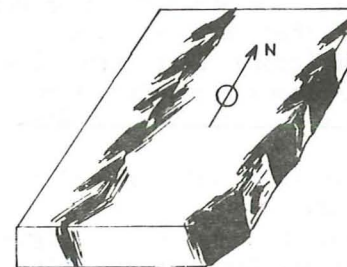
### 3-6-2- Réseau N 0 à 30° penté E 50 à 80°.

Ce réseau est constitué de diaclases, sèches dans les terrains tendres, et remplies de Calcite dans les terrains plus durs. A l'Est, il constitue des débuts de boudins dans la stratification de façon identique au précédent réseau (Fig. 116). Le remplissage comprend surtout de la calcite et plus rarement du Quartz. Ce réseau possède aussi parallèlement à lui, du moins dans la partie Est, les mêmes filonnets très fins que ceux décrits ci-dessus et illustrés sur la Fig. 117.

L'évolution par rapport à la ligne (b) n'est absolument pas évidente (Fig. 115).

A l'Est de la région (exemple : à Chaffrois, coordonnées x:896,8 y:252,6) ces diaclases ont tendance à s'ouvrir car il existe des fentes d'extension, parallèles à ce réseau, qui contiennent de très grosses quantités de Calcite allant jusqu'à 1,5 mètre d'épaisseur avec de très beaux rhomboédres. Nous avons même noté à un kilomètre plus au Sud (coordonnées x:897,0 - y:257,7) une de ces diaclases de 5 mètres d'épaisseur, avec des rhomboédres de Calcite de 20 à 30 centimètres d'arête.

Ces diaclases sont en fait plutôt des fentes en échelon. En effet, lors de conditions d'observation favorables, c'est-à-dire lorsqu'on observe la surface structurale, nous avons noté des fissures comparables à celles dessinées dans l'exemple de la Fig. 118, qui se situe à 500 mètres au Sud-Est des Olliviers (coordonnées x:912,7 - y:255,1).



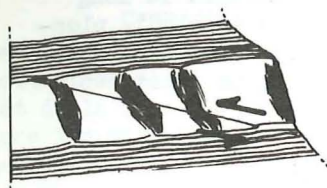
- Fig. 118 - Fentes en échelon appartenant au réseau de diaclases N 0 à 30° - E 50 à 80°.

Ces fentes matérialisent donc un cisaillement de sens dextre. Ce sens est d'ailleurs confirmé par quelques stries subhorizontales. De plus, en plusieurs points de la partie Sud de Gap, nous avons observé, sur des coupes verticales perpendiculaires à ces diaclases, des formes sigmoïdales (Fig. 119) dues à des glissements de direction Nord-Est-Sud-Ouest sur des plans subhorizontaux tels que le compartiment supérieur s'est déplacé vers le Sud-Ouest.



- S.O -

- N.E -

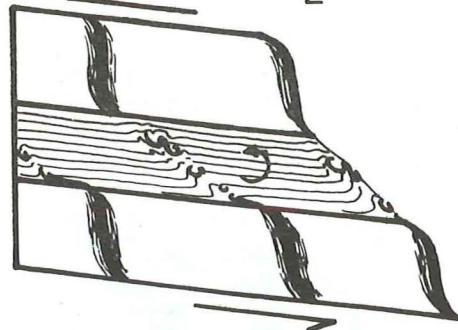


- Fig. 119 - Diaclases sigmoïdales N 20°-E 60° indiquant un glissement N.E-S.O sur un plan horizontal (coordonnées x:897,6 - y:255,6).

Il existe des glissements analogues bancs sur bancs à 1,5 kilomètre à l'Ouest de Chanteloube (coordonnées x:914,1 - y:253,6) qui déterminent des fentes sigmoïdales dans les bancs durs, alors que dans les bancs tendres les fentes à Calcite sont plissées (Fig. 120). Les axes de ces plis ont une direction moyenne N 20° et un plongement vers le Nord-Est de 30°.

- O -

- E -



- Fig. 120 - Diaclases N 10 - E 80° indiquant un glissement postérieur bancs sur bancs de direction approximative Est-Ouest.

### 3-6-3- Réseau N 110 à 140°-Sud-Ouest 70 à 90°.

Ce troisième réseau est constitué de diaclases sèches dans les terrains tendres et remplies de Calcite dans les terrains durs, et comme pour les deux précédents réseaux il forme dans le plan de stratification des boudins très frustes. Il est très bien développé à l'Est mais existe à l'Ouest, notamment à un kilomètre au Sud de Tallard (coordonnées x:895,5 - y:245,6). Il a tendance à se confondre avec les diaclases perpendiculaires à (b) qui ont évolué. Ainsi à l'Est il est difficile à distinguer sur stéréogrammes (Fig. 115 - canevas 6, 7 et 8).

Ces diaclases sont très rarement accompagnées de très fins filonets comme c'est le cas pour les deux autres réseaux.

Par contre, comme pour le deuxième réseau, on note quelques figures de glissement bancs sur bancs se traduisant par des fentes sigmoïdales qui indiquent un sens de déplacement de la couverture de l'Est-Nord-Est vers l'Ouest-Sud-Ouest.

Enfin ajoutons qu'une dizaine de diaclases de cette famille possède des stries. Elles se situent toutes au Sud de Gap. Le sens du déplacement le long de stries plongeant vers l'Ouest de 15 à 45° indique un sens sénestre.

En résumé, on peut dire qu'il existe essentiellement trois réseaux de diaclases qui se remplissent de Calcite et de Quartz dans les niveaux durs des alternances du Dogger et déterminent sur la stratification des boudins mal formés.

Le premier réseau perpendiculaire à la ligne (b) évolue comme cette ligne, les deux autres réseaux sont plus constants et montrent des glissements de la couverture de l'Est vers l'Ouest ou du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

### 3-7- Les Failles

Sur la carte des diaclases nous avons figuré les principales failles de cette région. On constate que la majorité des accidents est parallèle aux réseaux de diaclases et présente des formes curvilignes.

A l'Est il s'agit de failles décrochantes dextres Nord 0 à 30°.

Au Nord-Ouest il y a en plus des failles de direction Nord 140° et Nord 60 à 70° à rejet plus limité sénestres ou dextres.

Enfin la Vallée de L'Avance semble être un effondrement limité par des failles à rejet vertical auquel s'ajoute un décrochement important Nord 30° dextre.



#### 4 - LA BORDURE MERIDIONALE DU PELVOUX

##### 4-1- Présentation régionale

La région étudiée se situe au Sud du massif du Pelvoux. Elle est comprise entre le synclinal des Aiguilles de Morges (Ouest du Sirac) au Nord, et la région de Remollon au Sud. Elle comprend d'une part les synclinaux des Aiguilles de Morges et de Méollion, qui sur la carte de la Fig. 1 se répartissent en étroites bandes de directions différentes, et d'autre part en secteurs plus ou moins proches de ce massif cristallin aux environs des villages des Infournas, des Beaumes et de la Rochette.

Le synclinal des Aiguilles de Morges se trouve pincé dans le cristallin du Pelvoux (Fig. 41). Il est semblable aux différents synclinaux de la couverture du massif du Pelvoux-Grandes Rousses et a de ce fait, par souci d'homogénéité, été décrit et interprété dans les chapitres II-1 et III-2. Nous ferons donc référence à ces chapitres, mais nous résumerons ici les structures et faits intéressants.

Le synclinal de Méollion plus au Sud se situe à la limite du massif cristallin du Pelvoux et se trouve même, pour une large part, sous les grès discordants du Champsaur (Priabonien).

Quant aux autres secteurs, ils se situent à la limite du massif cristallin, et au front des nappes de l'Embrunais.

Le but de cette étude est d'analyser les différents éléments structuraux à la limite du massif du Pelvoux avec sa couverture ainsi que de suivre l'évolution entre la région de Remollon et le synclinal de Bourg d'Oisans. Pour cela, nous avons procédé par cheminement dans les synclinaux des Aiguilles de Morges et de Méollion, et ailleurs par "sondages", aussi la précision de ces mesures n'aura qu'une valeur indicative destinée à permettre une interprétation générale.

Les terrains étudiés sont constitués de marnes et de calcaires marneux du Lias, du Dogger et de l'Argovien, ainsi que de calcaires, schistes et grès du Champsaur.

Ils sont affectés par une schistosité de première génération que nous qualifierons comme partout ailleurs de S2. Elle est le repère principal car elle affecte la stratification jusqu'à la masquer complètement et sera notre élément de référence. Elle matérialise une étape de déformation importante et précise, et se trouve suffisamment déformée ultérieurement, mais conservée pour nous donner des renseignements sur l'évolution de cette région. Dans les synclinaux des Aiguilles de Morges et de Méollion, cette schistosité S2 est reprise par une schistosité de pli-fracture que nous qualifierons de S3.

Nous décrirons ici les éléments en fonction de leur rapport avec les épisodes de schistosité S2 et S3 et cela pour chaque région ou secteur.

##### 4-2- Déformations liées à la schistosité S2.

###### 4-2-1- Description de la schistosité S2.

Il s'agit d'une schistosité de flux, très bien développée, avec une recristallisation avancée dans les synclinaux liasiques des Aiguilles de Morges et de Méollion et de la bordure liasique Sud du massif du Pelvoux. Dans l'Argovien près de la Rochette ainsi que dans les calcaires, schistes et grès du Champsaur, cette schistosité est inexistante ou mal développée (Fig. 121).



#### 4-2-2- Attitudes des plis P2, de la schistosité S2 et des structures liées.

##### 1) Synclinal de Morges :

Nous avons vu aux paragraphes II-2-1- et II-2-2- que dans cette région, les plis de direction Nord-Ouest - Sud-Est étaient toujours pentés vers le Sud, qu'ils possédaient une schistosité de flux S2 de plan axial régulière, et que la direction d'allongement (x) est parallèle à l'axe (b) des plis, et (y) à l'axe (a).

Rappelons que cette schistosité S2 est au Nord du synclinal très méridienne Nord 170 - Est 60°. Elle évolue, et vers le Sud du synclinal, sa direction devient environ Nord 110-120° au col de La Valette pour un pendage plus faible de 50°, ce qui est d'ailleurs bien visible sur la carte de schistosité et sur les diagrammes synthétiques. Ajoutons qu'en plus de cette virgation, le plan de schistosité S2 devient, près des Aiguilles de Morges, un plan de cisaillement subhorizontal (Fig. 60-61) qui indique un déplacement vers le Sud-Ouest du compartiment Nord-Est (cf II-3). Cela se traduit par un chevauchement, vers le Sud-Ouest, du socle (Sirac) sur sa couverture (cf II-1-5-1 et Fig. 73).

Enfin, les boudins de la stratification (cf II-2-4-2) sont selon deux directions, les uns parallèles à l'axe (b) des plis et les autres perpendiculaires traduisant des allongements parallèles et perpendiculaires à l'axe (b) des plis.

##### 2) Synclinal de Méollion :

A 3 kilomètres au Sud-Est du col de la Valette, au Nord du col du Cheval de Bois, la schistosité S2, comme on peut le voir sur la carte et sur les diagrammes synthétiques, est sensiblement perpendiculaire (Nord 10-20°) à la direction de la schistosité du col de la Valette, avec un pendage fort vers l'Est-Sud-Est. Cette attitude est dans l'ensemble conservée sur tout ce synclinal. Il y a donc une brusque variation de direction de la schistosité S2 entre la partie Sud du synclinal des Aiguilles de Morges et celui de Méollion. Cette variation confirme d'ailleurs les directions cartographiques de ces synclinaux (cf Fig. 1) comme le montrent les levés de J. Vernet qui lie par une virgation importante ces deux synclinaux.

La direction des plis est environ Nord-Sud avec un plongement vers le Sud au Nord du synclinal, et vers le Nord à la hauteur de Méollion (cf cartes et diagrammes synthétiques).

Comme pour le synclinal des Aiguilles de Morges, l'allongement se situe dans deux directions. La direction principale (x) est parallèle à l'axe (b) des plis, la direction (y) est perpendiculaire à l'axe (b) des plis. Cela se traduit par des boudins dans la stratification dont les axes sont perpendiculaires et parallèles à (b).

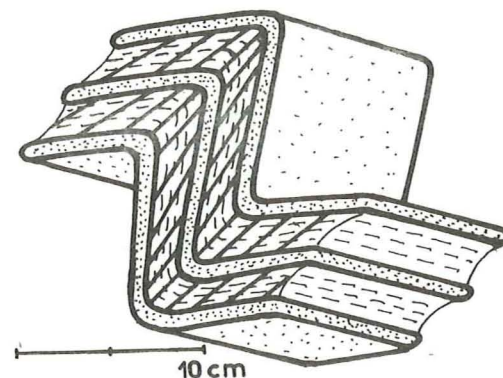
##### 3) Bordure Sud du massif cristallin du Pelvoux :

- Au Nord de Champoléon en rive gauche du Drac, au niveau du hameau des Beaumes, il y a des plis horizontaux P2 de direction Nord 50 à 80° dont le plus important est dessiné sur la carte géologique au 1/80 000 (feuille Gap). Sa direction est Nord 80 horizontal. La schistosité S2 liée à ces plis possède une direction Nord 50 à 100° pour un pendage vers le Nord de 60°.

Comme précédemment, les allongements se traduisent par deux types de boudins perpendiculaires et parallèles à (b).

- A un kilomètre à l'Ouest-Sud-Ouest du pic Queyrel ou Queyron, dans les grès du Champsaur, existe un grand pli d'une centaine de mètres

d'amplitude et de longueur d'onde de direction Nord 82 horizontal sans schistosité. Dans cette structure, à la base de la série, les alternances de grès et schistes à globigérines montrent des plis de plusieurs dizaines de centimètres d'amplitude et de longueur d'onde, de même direction que le grand pli, mais à schistosité fruste en éventail (Fig. 121). Cette schistosité oscille entre les positions suivantes : Nord 115°-Nord 40° et Nord 65°-Sud-Est 30°.



- Fig. 121 - Exemple de schistosité dans des alternances de grès (quelques centimètres) et de marnes à globigérines (10 centimètres) à la base des grès du Champ-Saur (Sud-Ouest du pic Queyron) (coordonnées x:899,8 - y:274,2).

- Plus à l'Ouest, dans les ravins Nord du hameau des Infourmas Hauts, il existe des plis complexes de direction Nord 70 à 150° à très fort plongement axial variant de 05 à 80° vers l'Est, avec une schistosité groupée autour de Nord 145 pentée vers le Nord-Est de 55°. Les axes de plis et surtout les intersections schistosité, stratification, très variables en direction et plongement sont néanmoins contenus dans le plan de schistosité (cf diagrammes synthétiques).

Cela veut dire qu'il y avait des plis de direction à peu près constante mais de plongements variables en valeur et sens et qui ont été ultérieurement basculés vers le Sud-Ouest. Il s'agit probablement d'intersection de plissements.

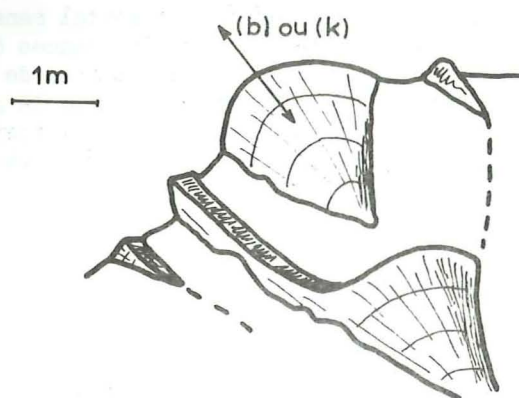
Dans une zone de plis Nord 80-100° - Est 40-50°; nous avons mesuré deux directions de boudins dans la stratification. La direction (x) d'allongement principal est parallèle à l'axe (b) des plis avec diaclases perpendiculaires à (b). La direction (y) est perpendiculaire à l'axe (b) des plis.

##### 4) Zone du front des nappes de chevauchement entre Pelvoux et Remollon.

A 500 mètres à l'Est de la Rochette dans les alternances de calcaire argileux et de marnes de l'Argovien existe une structure d'ensemble synclinale de direction Nord-Ouest-Sud-Est avec le flanc Nord-Est chevauchant. A la base il y a une schistosité équivalente à celle de Remollon (Nord 130-Nord-Est 60°) et à celle des ravins des Terres Noires sur la route de la Bâtie Neuve-la Rochette.

Sur le flanc Nord-Est chevauchant on trouve des plis très complexes dont beaucoup sont coniques (Fig. 122) avec une schistosité très mal développée qui est cependant Nord 30-Sud-Est 50°. Il s'agit probablement de figures d'interférence de plissements superposés. Ces plis construits déterminent un groupement principal des axes, des cônes ou plis, Nord 50 à 60° plongeant vers le Nord-Est de 20 à 30° (cf diagrammes synthétiques).





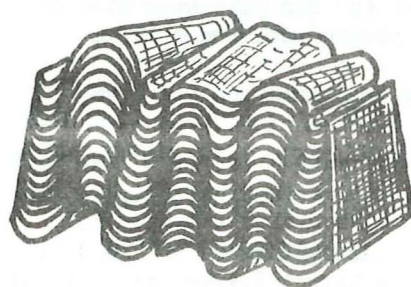
- Fig. 122 - Exemple de pli conique N 85 - E 20 près de la Rochette (coordonnées x:904,5 y:262).

Il apparaît donc en ce qui concerne la schistosité S2, une virgation à concavité tournée vers le Nord-Est, à faible courbure dans la bordure sédimentaire Sud du Pelvoux et à forte courbure dans le synclinal de Morges. Au Sud dans le synclinal de Méollion cette schistosité varie brusquement.

#### 4-3- Déformations liées à la schistosité S3.

##### 4-3-1- Description de la schistosité S3.

Cette schistosité de deuxième génération est une schistosité de pli-fracture qui est beaucoup moins bien marquée et régulière que la schistosité de flux S2. Elle n'est pas présente partout. On l'a rencontrée dans les synclinaux des Aiguilles de Morges et de Méollion uniquement. Elle a tendance à diminuer d'intensité du Nord au Sud. Sa description au Nord du synclinal des Aiguilles de Morges dans le Vallon Clot en a été faite au paragraphe II-1-3- Fig. 58 et 59. Au Sud de ce synclinal et dans celui de Méollion, elle se traduit par des ondulations plus ou moins importantes de 1 à 20 centimètres de longueur d'onde (Fig. 123). Les plans de glissement entre les ondulations ainsi que leurs axes sont légèrement variables.



- Fig. 123 - Exemple de schistosité S3 de pli-fracture au col de la Valette.

10cm

##### 4-3-2- Attitude de la schistosité de pli-fracture S3.

1) Synclinal des Aiguilles de Morges : Rappelons que la schistosité S3 au Nord du synclinal est très méridienne et subverticale. Elle évolue vers le Sud et devient Nord 110-140° avec un pendage plus faible vers le Nord-Est (cf paragraphe II-1-3-4) cartes et diagrammes synthétiques).

Ce plan S3 au Sud des Aiguilles de Morges indique un plan de déversement chevauchant vers le Sud-Ouest (Fig. 60-61 et 73).

2) Synclinal de Méollion : La schistosité S3 de pli-fracture n'est visible que jusqu'à la hauteur du Puy de Méollion (cf carte et diagrammes synthétiques). Dans l'ensemble, cette schistosité est méridienne Nord 175° et subverticale, avec un léger pendage vers l'Est. On remarque donc que comme la schistosité de flux S2, il y a une brusque variation de direction entre le Sud du synclinal des Aiguilles de Morges et celui de Méollion. Cette variation semble toutefois moins accentuée que pour la schistosité S2 car le plan S3 conserve une attitude plus verticale et plus méridienne.

Il apparaît ici comme pour S2, mais de façon moins prononcée, la même courbure à concavité vers le Nord-Est dans le synclinal des Aiguilles de Morges qui évolue brusquement dans les synclinaux de Méollion.



CHAPITRE III  
=====

INTERPRETATION DES STRUCTURES

- 1 - LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE BELLEDONNE  
===== (Etude et rédaction de B. Lejeune). p.119 à 135 .
- 2 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DES MASSIFS DU PELVOUX ET DES GRANDES ROUSSES  
===== (Etude et rédaction de J.P. Gratier). p.137 à 162 .
- 3 et 4 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA REGION DE REMOLLON  
ET LA MISE EN EVIDENCE DU HIATUS SUD-PELVOUSIEN  
===== (Etude et rédaction de J.L. Vergne). p.163 à 187 .



1 - LA BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF CRISTALLIN EXTERNE DE BELLEDONNE

1-1- Structure de référence : S2.

Le clivage schisteux très dense, très pénétrant, et constant, sera notre référence lorsque nous décrirons les déformations qui lui sont postérieures. En effet, et surtout dans la partie Nord de la bordure occidentale de Belledonne, qui est un domaine où les plis de cette phase P2 sont la règle, le fait de se repérer au plan de stratification ne permet pas de visualiser les axes géométriques des structures. Il est préférable, puisque l'on a affaire à des plis, de prendre comme repère un plan dont l'attitude varie beaucoup moins d'un point à un autre, c'est-à-dire la schistosité. Ce choix se justifie d'autre part par le fait que dans les formations étudiées, il est souvent difficile de définir le plan de stratification, qui a pu être oblitéré par le clivage schisteux.

Pour remonter à l'état non déformé des structures liées à la schistosité S2, nous essayerons de déterminer les mécanismes ayant créé les structures P3, donc ayant déformé notre référence S2. Puis, à ce stade, le mode de formation des structures P2-S2 pourra être envisagé.

Cette déformation P2-S2 semble être la première dans la région étudiée, puisque rien ne nous fait entrevoir une phase qui lui serait antérieure.

1-2- Les déformations affectant S2 : la phase P3.

Il ressort de la description des objets structuraux du chapitre II que la schistosité S2 et les structures qui lui sont liées ont été déformées par des événements ultérieurs. Ces déformations, qui constituent la phase P3-S3, se traduisent de plusieurs façons, selon les endroits :

- création de failles, ou rejeu d'anciennes fentes d'extension.
- mouvements relatifs du socle par rapport à sa couverture, engendrant des glissements selon S2, ou la création d'une nouvelle schistosité S3.
- déformation des structures P2-S2 par des plis à schistosité de pli-fracture S3, ce qui implique, en plus de la rotation, un glissement le long des plans de cette schistosité de pli-fracture.

En fonction de la répartition de ces différentes déformations, on distingue trois secteurs :

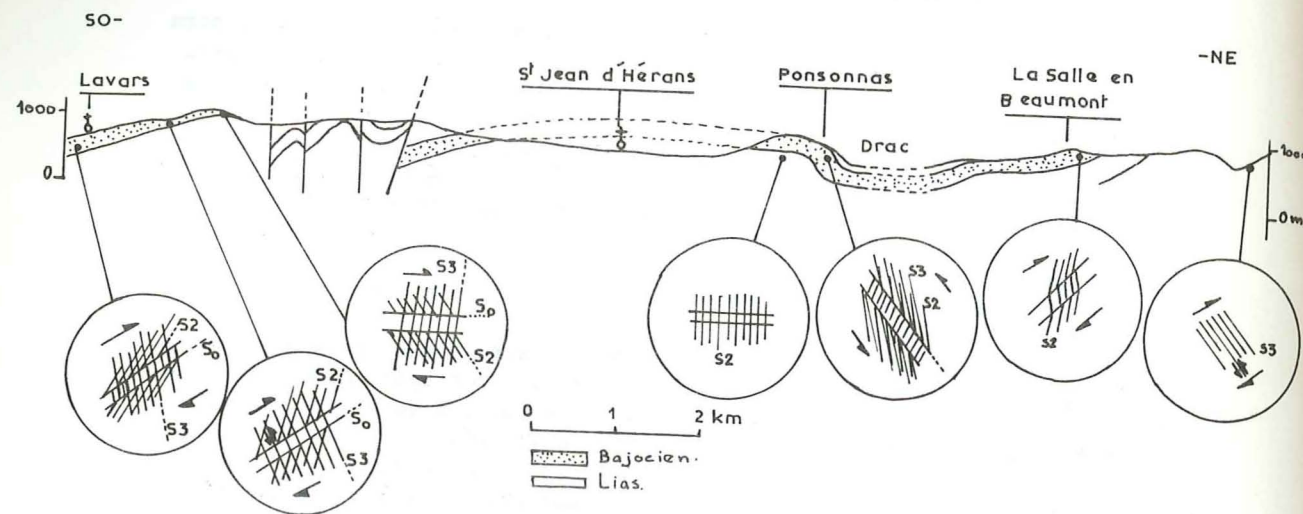
- Le secteur situé au Sud-Ouest des massifs cristallins externes, où l'on peut constater des mouvements selon S2 et par endroits la création d'une schistosité de pli-fracture.
- La partie Sud du Grésivaudan, entre Vif et Pontcharra, où, en plus des mouvements selon S2, se créent des failles sénestres Nord 110°, et où d'anciennes fentes d'extension rejoignent en failles sénestres. On n'y trouve que localement la schistosité S3.
- La partie Nord du Grésivaudan, la bordure orientale des Bauges et les Aravis, où les structures P2-S2 peuvent être déformées par des plis à schistosité de pli-fracture S3.

1-2-1- La région du Sud-Ouest des massifs cristallins, de Mens à Vif.

Les affleurements visités dans la partie Sud de ce secteur se répartissent approximativement selon une ligne Sud-Ouest-Nord-Est, et permettent ainsi de définir l'attitude des déformations de S2 depuis Lavars jusqu'à la vallée de la Bonne.

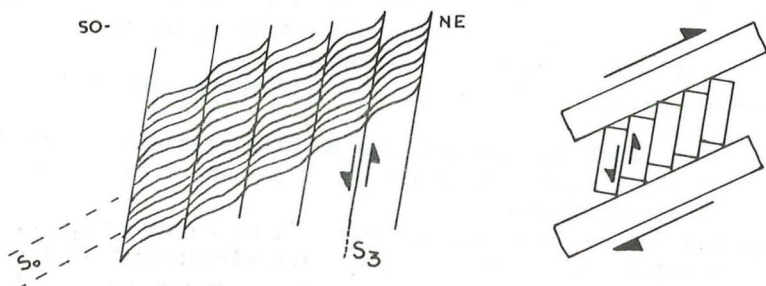


La coupe schématique de la Fig. 124 représente les schistosités S3 et S2 ainsi que les mouvements relatifs entre les microlithons. Ces mouvements suggèrent un déplacement de la couverture sédimentaire sur le socle, du Sud-Ouest au Nord-Est.



- Fig. 124 - Coupe synthétique de la région située entre Lavars et la vallée de la Bonne, établie d'après la carte au 1/80 000 de Vizille, en rassemblant des profils parallèles.

En effet, la forme des microlithons créés par la schistosité montre des mouvements relatifs tels que les schématiser en coupe la Fig. 125.

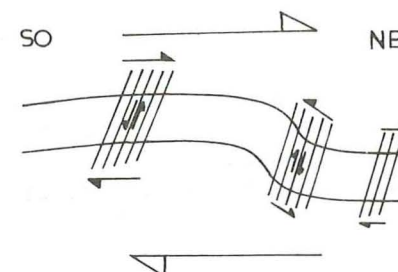


- Fig. 125 - Mouvement relatif des microlithons qui, dans le cas de la figure sont sénestres, impliquant un mouvement banc sur banc dextre.

Les mouvements relatifs entre les microlithons qui, dans le cas de la Fig. 125 où le Sud-Ouest est à gauche, sont sénestres, impliquent un mouvement banc sur banc dextre, comme nous l'avons vu lors de l'étude sur la schistosité (Fig. 22 du Chapitre I).

Une confirmation de ce mouvement de la couverture peut être trouvée dans la présence, vers la Salle en Beaumont, de stries de mouvement, portées par des remplissages calciteux dans les plans de la stratification, et qui montrent une direction de glissement Nord 60°, ainsi que le sens du mouvement, à savoir un déplacement vers le Nord-Est des formations supérieures.

La structure générale, pentée vers le Sud-Ouest, est accidentée, au pont de Ponsonnas, par un anticlinal dissymétrique dont le flanc Nord-Est est court et très penté ; de plus, la disposition de la schistosité S3 dans ce flanc montre un mouvement relatif des bancs supérieurs vers le Sud-Ouest. Ce pli dissymétrique peut être considéré comme un pli d'entraînement engendré par le mouvement général de la couverture vers le Nord-Est (cf Fig. 126).



- Fig. 126 - Interprétation, en coupe, du pli du pont de Ponsonnas comme pli d'entraînement.

Plus au Nord, entre Sinard et Vif, nous n'avons plus qu'une seule schistosité, mais elle est souvent du type pli-fracture. Ceci peut s'expliquer de deux façons :

- La schistosité S2 était au départ une schistosité de pli-fracture. Mais cela suppose que, par rapport à la région de Mens, ce secteur était à un niveau structural supérieur, lors de la phase P2-S2.

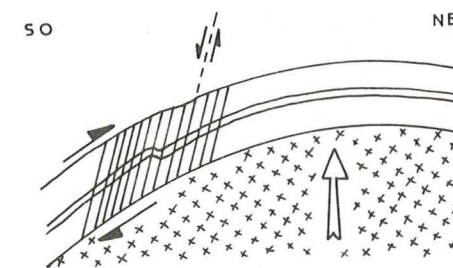
- La schistosité S2 était au départ une schistosité de flux, et, lors de la phase P3-S3, certains plans de schistosité ont joué en plans de cisaillement, engendrant des microplis-fractures. C'est cette dernière solution que nous adopterons.

L'attitude de cette schistosité de pli-fracture nous permet de déduire, comme pour le Sud, un déplacement de la couverture vers le Nord-Est.

Ce mouvement, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, de la couverture par rapport au socle, peut donc être généralisé sur toute la région, entre Mens et Vif.

Cette disposition peut paraître anormale : on pourrait s'attendre en effet à ce que la couverture sédimentaire, à la faveur du soulèvement du socle, soit impliquée dans le mouvement inverse, donnant l'impression d'un glissement vers l'aval. Or nous venons de constater le contraire, à savoir que cette couverture était montée vers le Nord-Est. Nous pouvons expliquer ce phénomène de deux façons, qui peuvent bien sûr jouer conjointement :

- La surrection du socle peut agir à la manière d'un bombement anticlinal, induisant un glissement parallèlement aux strates, comme le schématiser la Fig. 127.

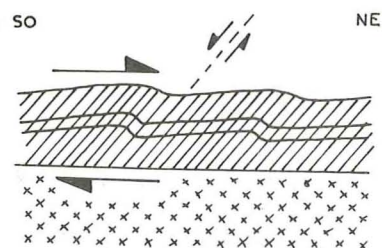


- Fig. 127 - Coupe schématique et théorique montrant l'assimilation de la surrection du massif cristallin à un bombement anticlinal par flexion.



Cette solution a été avancée par P. Vialon pour expliquer les structures de la région de Bourg d'Oisans (TLG 1968).

- La seconde explication ne nécessite plus de surrection corrélative du socle, mais un simple mouvement relatif entre le soubassement cristallin et sa couverture, celle-ci étant entraînée vers le Nord-Est sur le socle, et éventuellement surélevée par la suite (cf Fig. 128).



- Fig. 128 - Coupe schématique et théorique montrant la création de schistosité de pli-fracture par entraînement de la couverture sur le socle.

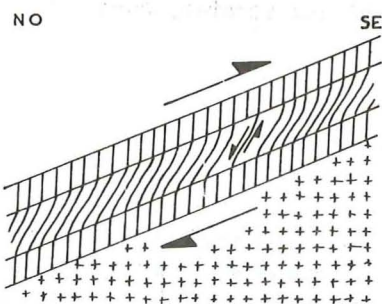
On retiendra que dans cette région, au moment où se créait la schistosité S3, la couverture était entraînée vers le Nord-Est, sur son soubassement cristallin qui pouvait, dans le même temps, éventuellement se soulever.

#### 1-2-2- Le Grésivaudan méridional.

Entre Grenoble et Goncelin, on remarque la présence en général unique de la schistosité S2, mais qui a pu rejouer, et l'omniprésence d'une famille de failles subverticales sénestres, de direction Nord 110°.

##### - La schistosité :

On trouve donc ici, de façon générale, la schistosité S2 seule, apparemment non déformée. Cependant, dans la région de Domène-Brignoud, S2 est une schistosité de pli-fracture : il est possible qu'à la phase P3, certains plans de la schistosité antérieure S2 aient rejoué, comme nous en admettons plus haut la possibilité. De la forme des microlithons, on déduit, comme dans la région de Mens à Vif, un mouvement de la couverture vers le socle. Ici, la couverture se déplace vers le Sud-Est, comme l'indique la coupe de la Fig. 129.



- Fig. 129 - Coupe théorique schématique montrant les mouvements relatifs entre le socle et la couverture dans le Grésivaudan Sud.

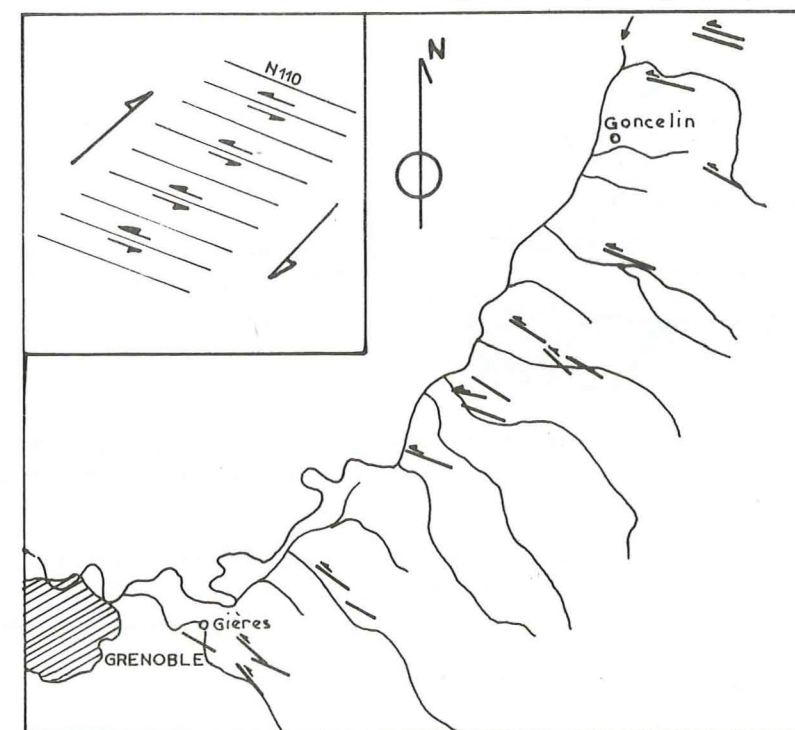
Donc, entre Grenoble et Goncelin, lorsque l'on peut voir une déformation de S2, ou un jeu de S2, on constate, parallèlement aux strates,

un cisaillement dont le sens du mouvement peut s'expliquer comme précédemment par un bombement du socle assimilable à un pli, ou en tout cas un déplacement relatif de la couverture sur le socle, en direction du Sud-Est.

##### - Les failles sénestres :

L'observation de la fracturation dans le Grésivaudan Sud permet de différencier une grande famille de failles cisaillantes d'orientation Nord 110 à Nord 120°, verticales. Ce sont, pour la majorité, des fentes d'extension minéralisées en Calcite et Quartz, associées fréquemment à un boudinage de strates, et qui ont la particularité de porter des stries de mouvement. Ces stries indiquent, en plan, un mouvement sénestre. D'autres, qui ont eu un déplacement plus faible, et qui ont été moins ouvertes, sont constituées de fentes en échelons, ou de kink-bands, indiquant le même mouvement sénestre.

La forte densité de ces failles, de comportement semblable, suggère un cisaillement dextre, à une échelle supérieure (cf Fig. 130).



- Fig. 130 - De la trace en plan des failles sénestres Nord 110° du Grésivaudan, on déduit un cisaillement dextre à plus grande échelle.

Ainsi, si le mouvement sénestre des failles Nord 110° a été induit par un cisaillement dextre, celui-ci doit avoir une direction Sud-Ouest - Nord-Est. Cependant, il ne faut pas chercher une grande fracture isolée, mais plutôt un faisceau de nombreuses failles dextres. Francis Carme (1970) a décrit un accident de direction Nord 45° qui pourrait faire partie de ce faisceau : il s'agit d'une faille affectant le cristallin du Nord du massif de Belledonne, que l'on peut tracer depuis la limite orientale du Trias de Crest Voland, jusqu'à Albertville, mais qui (cf cartes) ne fait pas partie des failles bordières de Belledonne.

Ce cisaillement dextre peut localement se manifester dans la couverture ; ainsi peut-on expliquer la présence de failles dextres de direction Nord 45 à Nord 60°.

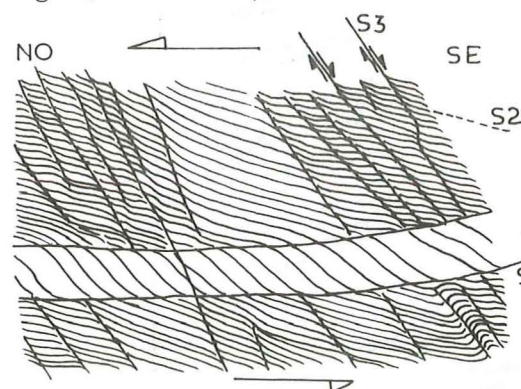


Dans la région du Grésivaudan méridional, on constate donc, à la phase P3, deux phénomènes dont résultent les déformations : d'une part le déplacement de la couverture vers le Sud-Est, et un décrochement dextre selon un faisceau de grandes fractures Nord-Est - Sud-Ouest.

### 1-2-3- La zone du Grésivaudan Nord, et les Aravis.

A partir de la latitude de Goncelin, on voit apparaître de façon régulière la deuxième schistosité S3, tandis que le mouvement sénestre le long des fentes d'extension Nord 110° s'amortit.

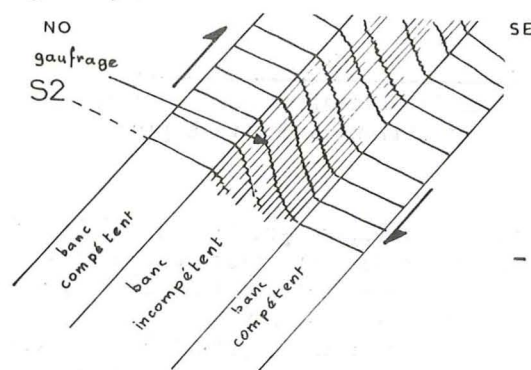
Dans la région des cols de la Cochette et du Grand Cucheron, la présence de gaufrage, d'axe Nord 15° à 30°, et le mouvement relatif des microlithons permettent de dire que les strates supérieures se sont translátées, à la phase P3, vers le Nord-Ouest, ainsi que le schématise la coupe de la Fig. 131.



- Fig. 131 - Attitude de la schistosité de pli-fracture de la région du Grésivaudan Nord.

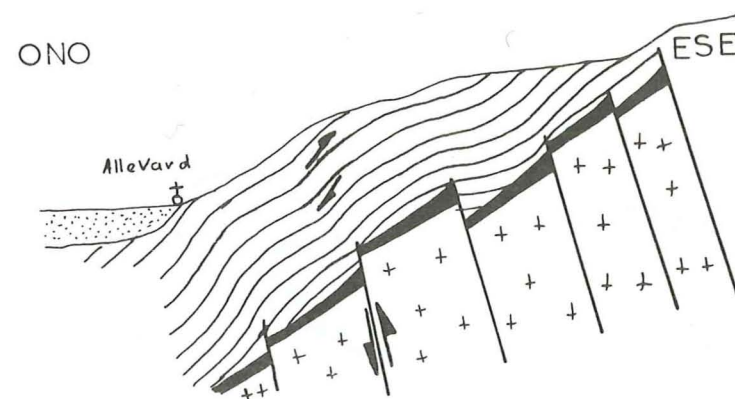
Cette direction de déformation peut se confirmer par la présence de stries de mouvement sur les plans S3 montrant qu'en règle générale les microlithons Sud-Est sont descendus.

Comme nous l'avons vu au chapitre II, aux forges d'Allevard, à un endroit qui est très proche du socle, la schistosité S2 est nettement replissée et gaufrée, avec des axes Nord-Est-Sud-Ouest dans les bancs incompétents (Fig. 132).



- Fig. 132 - Coupe schématique montrant les replis de S2, à la forge d'Allevard.

De la Fig. 132, on déduit un mouvement vers le Sud-Est des bancs supérieurs, mais ce mouvement, localisé, peut s'expliquer par le fonctionnement d'accidents de socle décrits par J.C Barféty, J. Debelmas et R. Mousterde (1972) (Cf Fig. 133).



- Fig. 133 - Coupe montrant le jeu des fractures du socle agissant sur la couverture comme un bombement anticlinal.

Plus au Nord, entre Aiton et le fort de Montperché, la schistosité de pli-fracture montre à nouveau un déplacement de la couverture vers le Nord-Ouest, mais en plus, des stries de coulissage (Nord 36° - Nord-Est 20°) portées par les plans S2 indiquent un mouvement relatif horizontal décrochant, dextre, de la couverture par rapport au socle.

Les mouvements liés à la phase P3 sont donc la résultante de deux phénomènes, la descente de la couverture vers le Nord-Ouest, et le décrochement Nord-Est-Sud-Ouest dextre, entre la couverture et le socle.

Dans la région d'Albertville, le massif de Tamié-Belle Etoile présente une superposition de plissements :

- Le plissement, à l'échelle kilométrique, matérialisé par la charnière du col de Tamié, déversée vers le Nord-Ouest, et par les flancs inverses du Roc Rouge et de la pointe de la Sellive, s'accompagnant d'une schistosité S3 de pli-fracture, comme on peut le voir à la charnière de Plancherine (cf Fig. 97). Ce sont des plis-failles, à déversement vers le Nord-Ouest, tels que ceux décrits classiquement dans le massif des Bauges, et dont la Roche Torse est un exemple très frappant.

- A l'échelle métrique ou décamétrique, aussi bien dans le Jurassique que dans le Crétacé inférieur, des plis qui présentent une schistosité S2 de plan axial, et qui ont été "enroulés" par les grands plis.

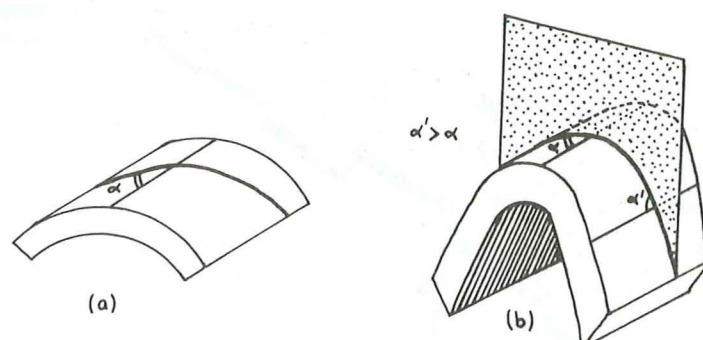
Les plis à grande échelle sont donc de la phase P3. Puisqu'ils enroulent les plis synschisteux S2 à petite échelle, il serait intéressant de connaître l'attitude des plis P2, telle qu'elle devait être avant de subir la phase de plissement P3. On peut la déduire à partir des mesures effectuées, si l'on imagine quel a été le chemin de déformation emprunté par le plissement P3.

La forme à grande échelle des plis P3 de cette bordure orientale des Bauges suggère un plissement par flexion. Mais ces plis s'accompagnent d'une schistosité de pli-fracture qui leur est nettement liée, et nous devons tenir compte de ce phénomène de glissement selon le plan S3.

Donc, pour arriver à l'état antérieur à la phase P3, nous devons faire suivre aux objets structuraux un chemin de déformation qui sera un compromis entre une rotation et un glissement selon ce plan de schistosité de pli-fracture.

On remarque que dans ces deux types de déformation, une ligne donnée aura, après déformation, la même direction au niveau de la charnière, comme on peut le voir sur la Fig. 134.

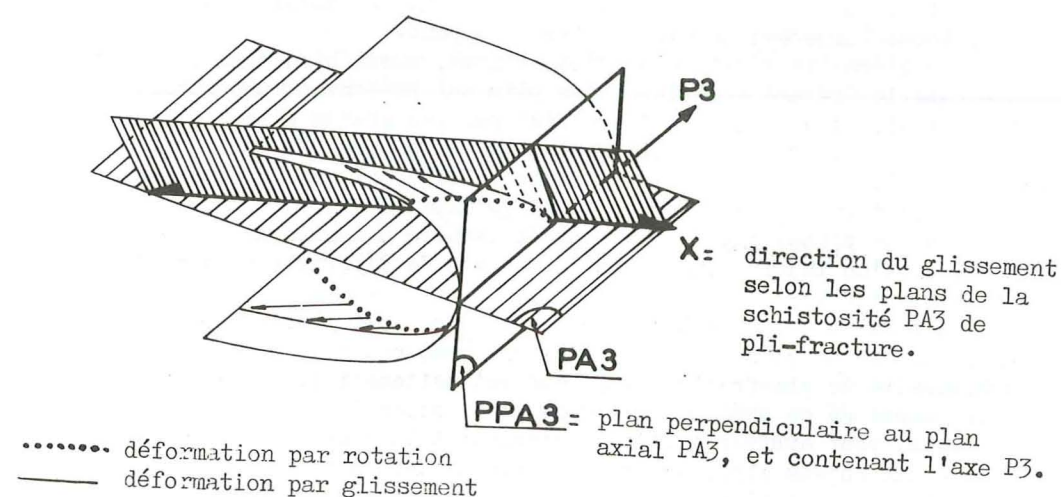




- Fig. 134 - A la charnière d'un pli par flexion et glissement (a) et d'un pli d'écoulement (b), la direction d'une ligne donnée est invariable.

On constate que dans le cas de la Fig 134 (b), la ligne déformée se trouve dans un plan contenant la direction de glissement, alors que dans le cas (a), la ligne est une hélice.

Pour retrouver la situation antérieure à la phase P3, il faut donc arriver à connaître la direction de la linéation à la charnière, en déterminant le plan de glissement contenant la ligne étirée, et la direction d'étirement. Cette direction d'étirement peut se déduire de l'observation des crochons des plis-failles, des stries de glissement, et de fentes d'extension perpendiculaires. Une fois connue cette direction à la charnière, et en fonction de ce qui vient d'être constaté plus haut, une simple rotation autour de l'axe P3 nous amènera à la position d'origine. La Fig. 135 place schématiquement dans l'espace les différents éléments géométriques des plis P3.



- Fig. 135 - Schéma d'un pli du type P3 dans le massif de la Belle Etoile.

# Application à la région d'Albertville :

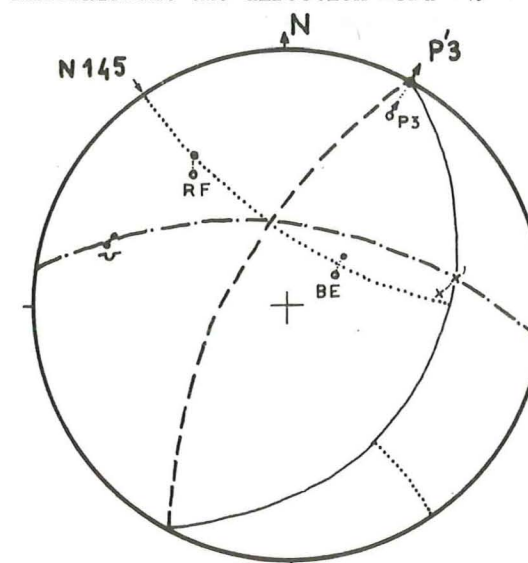
Nous admettons comme hypothèse de départ que le pli P3 s'est formé avec son axe horizontal, le basculement de 10 degrés vers le Nord-Nord-Est s'étant effectué tardivement, à la faveur des failles verticales de direction Nord 120° comme il en existe au Roc Rouge.

On utilise pour la reconstitution un stéréogramme sur lequel on porte tous les éléments, que l'on fait basculer de 10 degrés autour d'un axe Nord 120° afin d'amener l'axe P3 à l'horizontale (cf diagramme de la Fig. 136). On construit le plan de glissement, contenant la direction X du glissement et les axes de plis P2 ayant subi l'étirement le plus important. En effet, étant donné que la schistosité de pli-fracture est localisée au côté oriental de la structure, certains secteurs seront plus ou moins affectés par le glissement. Ce plan de glissement recoupe le plan PPA3, et ce point d'intersection représente la direction des axes anciens à la charnière. On fait tourner autour de l'axe P3 horizontal cette direction de telle façon qu'elle devienne horizontale, et on obtient ainsi la direction originelle de la linéation.

Les axes dont les points représentatifs se situent sur le petit cercle centré sur P3, tels que le point RF, n'ont subi qu'une déformation rotatoire, alors que les points proches du plan de glissement représentent des axes ayant subi un glissement important.

Si les points mesurés sont bien représentatifs des positions extrêmes, toutes les mesures d'axe P2 devraient se matérialiser par des points situés entre les deux chemins de déformation.

La manipulation nous amène à considérer que les axes P2 avaient initialement une direction Nord 145°.



## Valeurs utilisées:

P3: N 30° - N.E 10°  
X: N 88° - E 28°  
PA3: N 12° - E 28°  
P2: RF (route forestière de Tamié)  
N 144° - NW 25°  
BE (Belle Etoile)  
N 60° - N.E 65°  
(carrière)  
N 110° - O 16°

Wulff, hém. inf.

- Fig. 136 - Reconstitution des directions des axes anciens P2 enroulés et étirés lors de la phase P3.

Plus au Nord, où l'on retrouve la schistosité de pli-fracture S3 dans les affleurements situés au dessus de Flumet et de Praz sur Arly, ainsi que dans la vallée de l'Arrodine à l'amont de Flumet et en deux endroits dans le torrent de Jalliet, on constate que le mouvement relatif entre les microlithons suggère le même mouvement de la couverture se translatant vers l'Ouest.



#### 1-2-4- Conclusion.

Il ressort de cette analyse des déformations P3, le long de la bordure des massifs cristallins externes, que les structures P2-S2 n'ont subi une intense déformation que dans la région d'Albertville où elles se sont plissées autour d'un axe Nord 30°. Ailleurs les déformations P3 ne sont pas aussi spectaculaires, mais elles tendent à rendre les directions des anciennes structures P2 plus méridiennes (fractures sénestres du Grésivaudan).

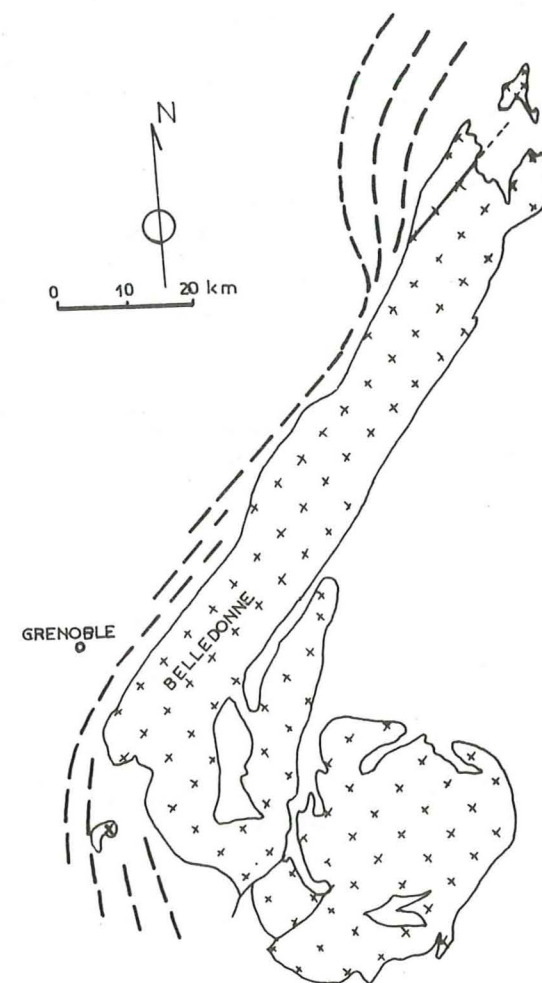
D'autre part, l'orientation de la déformation P3 est régulière. Aussi, les différences constatées dans les interférences P2-P3 doivent s'expliquer par une orientation variable des structures P2 initiales.

- Si S2 a une position suffisamment différente de celle de S3, pour que cette dernière déformation plisse S2, nous obtenons le cas de la région d'Albertville.

- Si S2 a une position voisine de celle de S3, les déformations P3-S3 s'engagent directement dans les plans déjà créés, comme dans la région de Vif.

Dans un cas intermédiaire, où la direction de S3 est proche de celle de S2, mais pas assez différente pour que la déformation P3-S3 plisse S2, les plans S2 peuvent rejouer, et/ou sont décalés, par exemple par des fractures décrochantes, comme dans le Grésivaudan Sud.

On en arrive ainsi à penser que les structures P2-S2 devaient posséder à l'origine des directions variables que nous pouvons reconstituer en fonction des déformations de la phase P3 que nous venons d'analyser. C'est ce que traduit la Fig. 137.



- Fig. 137 - Carte schématique montrant les attitudes de la schistosité S2 avant la phase de déformation P3-S3.

#### 1-3- Les déformations P2-S2.

##### 1-3-1- La bordure Sud-Ouest des massifs cristallins.

Comme nous l'avons vu plus haut, la région située au Sud de Grenoble se caractérise par une relative concordance des orientations des deux phases P2-S2 et P3-S3.

Vers Mens, les structures sont à peu près méridiennes, plongeant vers le Sud, et les intersections entre les plans de stratification et S2 donnent un axe Nord 20° - Sud-Ouest 20°. Comme d'autre part nous avons un réseau de fentes d'extension Nord 110° traduisant une extension Nord 20°, nous pouvons considérer que les structures P2 ont subi une extension selon leur axe (b).

Cette observation générale est cependant prise en défaut à la Salle en Beaumont, où l'étirement de fossiles (Nord 58°) se fait dans un



plan différent, qui peut être le plan (a,c) si l'on considère qu'à cet endroit les structures sont influencées par la présence du socle, et ont une orientation à peu près Nord 150°. Par ailleurs, le pli mesuré au pont du Prêtre, d'axe Nord 50° - Sud-Ouest 40°, pourrait correspondre, d'après J. Aprahamian (1968), à une grande densité de fractures au niveau du socle.

Entre Monestier et Vif, nous rencontrons des intersections entre les plans de stratification et de schistosité orientés Nord 25°, ainsi que des extensions de fossiles Nord 20 à Nord 22°, et un réseau de fentes d'extension Nord 110° indiquant un allongement de direction Nord 20°. Le plissement de certaines strates, au barrage de N.D de Commiers, selon des axes Nord 20 à Nord 30°, implique une contraction Nord 120°.

En résumé, on peut dire que dans la région située au Sud de Grenoble, nous avons affaire à une phase dont les déformations se sont faites par contraction selon un axe Nord 120 à Nord 110°, et par allongement selon une direction Nord 20°.

### 1-3-2- Le Grésivaudan Sud.

Nous l'avons vu au chapitre II, les structures du Bajocien du Grésivaudan évoluent, à partir d'une voûture anticlinale d'axe Nord 30°, pour se plisser vers le Nord en un train de plis isoclinaux qui se déversent vers le Nord-Ouest.

Entre Grenoble et Goncelin, où nous avons cette voûture simple, nous avons pu constater des allongements selon l'axe (b), et une schistosité S2 de plan axial, pentée vers le Sud-Est. On peut envisager que cet anticlinal à plan axial légèrement déversé se soit formé avec une faible contraction de la couverture, c'est-à-dire que le déplacement de la couverture par rapport au socle a été faible.

Lorsque l'on remonte jusque vers la région de Brame Farine, nous trouvons donc des plis isoclinaux déversés vers le Nord-Ouest, d'axe Nord 30°, la schistosité S2 étant toujours de plan axial, et les axes (b) des plis étant toujours des axes d'allongement.

Nous avons donc les mêmes orientations que plus au Sud, mais le fait que nous ayons des plis déversés suppose une contraction plus importante, et, en définitive, une autonomie plus grande de la couverture vis-à-vis du socle.

La trouée du Bréda, entre Pontcharra et Détrier, nous a permis de constater la continuité vers le Nord de ces plis isoclinaux d'axe Nord 25° - Nord-Est 16°, et certains phénomènes ayant suivi dans le temps la formation des plis : en effet, on peut voir des stries Nord 20° - Sud-Ouest 45°, portées par des filons de Calcite interstratifiés. Ces stries ont dû se faire à la faveur du glissement banc sur banc engendré par le plissement. Mais on constate que ce filon s'est plissé, enroulant les stries autour d'axes Nord 40° - Nord-Est 8°, ce qui suppose un glissement dont la direction est contenue dans le plan Nord 130°. D'autre part, la présence d'une faille inverse pentée vers le Sud-Est, et dont le mouvement est matérialisé par un crochon d'axe Nord 20°, indique un chevauchement Sud-Est-Nord-Ouest, dans une direction Nord 110°.

Au Sud de Détrier, un plan de schistosité S2 contenant de la Calcite boudinée (avec des axes Nord 46°) pourrait traduire un glissement selon la direction Nord 136°.

Ainsi, le massif de Brame Farine s'est formé grâce à un glissement

relatif de la couverture sur son socle, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, créant des plis qui se déversent ; les strates glissent les unes par rapport aux autres, créant les stries ; puis le mouvement continue, faisant naître la schistosité S2 de plan axial, les plissements, les boudinages de filons, et les failles chevauchantes.

Lorsque nous cheminons plus au Nord, jusque vers Aiton, nous avons vu que les plans de schistosité S2 étaient confondus, dans les bancs incompetents, avec la stratification. Ceci nous amène à penser que le mouvement vers le Nord-Ouest de la couverture a été très important ici, exagérant la réfraction jusqu'à paralléliser ces deux plans. Ce fort glissement est suggéré également par le fait que les axes (b) (intersection stratification-schistosité) sont dispersés sur les stéréogrammes, comme nous l'avons dit au chapitre II, dans la région de Montmélian-Champ Laurent : en effet, les plis naissent peu déversés, et leurs axes sont plus ou moins plongeants, vers le Nord-Est ou vers le Sud-Ouest ; puis, lorsque le déversement s'amplifie, ces variations de plongement deviennent des variations d'azimut.

En résumé, nous pouvons dire que lorsque l'on suit les déformations, de Grenoble vers le Nord-Est, nous constatons un déplacement de plus en plus important de la couverture en direction du Nord-Ouest, créant des plis déversés à schistosité axiale, et des plans de glissement.

### 1-3-3- La région d'Albertville.

Comme nous l'avons vu plus haut, les axes des plis P2 acquièrent, dans ce secteur, une direction Nord 145°. Si nous considérons le pli mesuré sur la route forestière de Tamié, nous voyons que son plan axial était penté vers le Nord-Est, c'est-à-dire que le pli était déversé vers le Sud-Ouest. Etant donné que ce pli se trouve sur le flanc normal du synclinal P3, ce sens de déversement, après le "déroulement", ne change pas.

On en arrive donc à dire que lors de la phase P2, ces plis d'axe Nord 145° étaient déversés vers le Sud-Ouest, ce qui implique à cet endroit un mouvement de la couverture vers le Sud-Ouest.

### 1-3-4- Le Bajocien des Aravis.

Nous allons analyser les déformations P2 selon l'ordre que nous avons utilisé lors de la description.

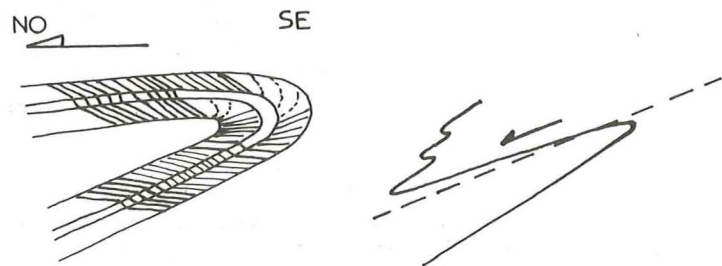
#### - Le synclinal de Flumet-Praz sur Arly :

Le stéréogramme présenté dans le chapitre II (Fig. 90) nous permet de voir que l'axe de ce synclinal n'est pas rectiligne, qu'il varie d'orientation : en effet, la moyenne des mesures de schistosité des bancs compétents et incompetents, ainsi que la moyenne des directions d'intersection entre la stratification et la schistosité, donnent un axe Nord 40°. Mais si l'on ne considère que les mesures prises à l'endroit où l'on a pu mesurer la charnière, nous trouvons un axe Nord 10°. Ceci peut être dû au fait que l'axe du pli est différent de la direction d'un axe de la déformation, mais il est également possible, et plus simplement, que la direction de l'axe ondule autour d'une direction moyenne, et que la mesure de la charnière a été faite à un endroit singulier de cette ondulation.



Quoi qu'il en soit, l'observation importante est que les deux flancs du pli présentent la même attitude de la schistosité S<sub>2</sub>, celle-ci étant pentée vers le Sud-Est alors que nous avons affaire à un pli renversé vers le Nord-Ouest.

La solution qui s'impose est que les matériaux qui surmontaient ce pli se déplaçaient vers le Nord-Ouest, créant un cisaillement banc sur banc dans le flanc inverse (cf Fig. 138).



- Fig. 138 - Schéma montrant l'attitude de la schistosité induite par un mouvement des matériaux sus-jacents.

Il est très probable, d'ailleurs, que cette charnière ait joué à la manière d'une chenille d'engin, enroulant la schistosité du flanc normal. Mais l'affleurement laissant voir la charnière ne permettant pas une étude approfondie de ce problème, cela ne restera pour l'instant qu'une hypothèse.

Il n'en reste pas moins vrai que nous devons admettre un mouvement de la masse supérieure du Sud-Est vers le Nord-Ouest, selon une direction Nord 130°, qui est d'ailleurs la direction d'allongement de la matière, traduit par des ombres de pression.

Sur les affleurements visibles, le long du lit du torrent de Jaillet, qui nous montrent la continuation vers le Nord-Ouest du flanc inverse, nous avons pu observer la même attitude de la schistosité.

#### - L'anticlinal de la Giettaz-le Plan :

Ce pli, par contre, présente une schistosité S<sub>2</sub> de plan axial, et un étirement selon l'axe (b), matérialisé par des fentes d'extension Nord 105°. Sous le col de Niard, cette charnière visible également dans l'Oxfordien, présente les mêmes caractères.

Ce pli, bien qu'étant celui qui a été déplacé le plus loin vers l'Ouest, semble ne pas avoir été déformé en chenille d'engin, mais simplement translaté.

#### - Le ravin situé au Sud du Banc :

Le premier pli rencontré en remontant ce torrent présente les mêmes caractères que précédemment, mais avec un axe Nord 60°.

La seconde charnière, que nous avons décrite comme étant un crochon d'axe Nord 40°, cet axe (b) étant également une direction d'allongement, a pu être engendrée par un mouvement du matériau, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, selon une direction Nord 130° ; cette direction et ce sens de glissement sont confirmés plus haut, à l'altitude 1740, par des stries de mouvement de direction Nord 130°.

- Le versant Sud-Est de Croisse Baulet :  
Les plis que l'on peut voir sur ce versant sont des plis à schistosité axiale, et dont l'attitude des axes (Nord 50 à 60°) nous permet de situer une direction de contraction perpendiculaire, c'est-à-dire Nord 140 à Nord 150°.

- Le sommet de Croisse Baulet :  
I<sub>1</sub> est constitué par une charnière synclinale d'axe Nord 45°, et ne présente pas de déformation particulière. La direction d'intersection de la stratification avec la schistosité est également Nord 45°. On peut avancer que la contraction traduite par ce pli était orientée selon la direction Nord 135°.

La formation située sous ce pli, et qui est elle-même plissée sur le versant Ouest selon un axe Nord 16°, présente un boudinage perpendiculaire à l'axe (b), donc un allongement selon cet axe.

- L'anticlinal du versant Nord-Est, au dessus des Arcets :  
Ce pli d'axe Nord 50° présente en son cœur des figures de contraction impliquant un mouvement des formations supérieures du Sud-Est vers le Nord-Ouest (voir Fig. 94). D'autre part, on a pu noter des fentes d'extension dont l'attitude (Nord 55° - Nord-Ouest 40° dans les bancs compétents, et pentés de 60° dans les bancs incompétents : cf Fig. 95) indique le même mouvement relatif des matériaux supérieurs vers le Nord-Ouest.

#### - La croix du Planet :

Ce repli supérieur de l'anticlinal II (dont la forme est à rapprocher de celle du second pli du ravin du Banc) montre un rabottage à sa base. La présence de fentes d'extension Nord 50° - Nord-Ouest 30° implique un mouvement cisailant du compartiment supérieur vers le Nord-Ouest. Ceci est vérifié par un plan de cisaillement à peu près horizontal dont des crochons indiquent le sens.

Le deuxième repli de l'anticlinal II, sur lequel repose le pli de la croix du Planet, et dont l'axe est Nord 40°, présente une extension selon cet axe, créant les stries portées par les plans de schistosité.

Les affleurements situés plus au Nord montrent une attitude de flanc normal d'anticlinal déversé vers le Nord-Ouest, mais on n'y a noté aucune structure particulière.

En conclusion, les déformations du Bajocien des Aravis, lors de la phase P<sub>2</sub>-S<sub>2</sub>, semblent avoir été induites par un mouvement de la couverture vers le Nord-Ouest, de direction Nord 130° environ. Les plis se sont formés avec une schistosité S<sub>2</sub> de plan axial, puis, la déformation s'accroissant, ces plis se sont déversés de plus en plus, se chevauchant de telle façon que certains plis se sont enroulés à la manière d'une chenille d'engin, analogue à un processus déjà invoqué par H. Badoux en 1972 pour la nappe de Morcles. A d'autres endroits, les plis d'entraînement, qui avaient pu se créer, chevauchent le flanc du pli dont ils sont issus, et on en arrive à une superposition de flancs de plis qui peuvent, à l'extrême, être considérés comme des plis d'entraînement dus à un glissement banc sur banc à grande échelle.



En résumé :

Une première déformation (dite P<sub>2</sub>) affecte la couverture des massifs cristallins externes, provoquant des plis qui deviennent, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, de plus en plus déversés et chevauchants vers le Nord-Ouest, au point de montrer, au niveau des Aravis, un recouvrement de 4 à 5 kilomètres. Il s'agit là d'une flèche minimale, appréciée sur les coupes au niveau du Dogger. Ces plis s'accompagnent de schistosité de flux de plan axial, et l'allongement maximal se fait selon leurs axes (b).

L'attitude de ces structures, dès l'origine, est courbe, en forme de "S" (cf Fig. 137) et cette courbure est bien visible dans la région d'Albertville.

Dans certains secteurs, et particulièrement vers le Nord, la déformation P<sub>2</sub> est accentuée par des failles inverses, ou par de véritables chevauchements dont la direction de glissement est Sud-Est-Nord-Ouest. Cette accentuation des mouvements, qui est tardive et se manifeste par des déformations plus cassantes, pourrait être intégrée dans notre phase P<sub>3</sub> ; mais comme les différents stades paraissent très progressifs, nous avons préféré les rapporter à la phase P<sub>2</sub>.

La déformation suivante, P<sub>3</sub>, se traduit par des plis qui sont souvent des plis-failles, présentant une schistosité de pli-fracture S<sub>3</sub>. Dans ces structures, les directions de glissement et d'allongement sont perpendiculaires aux axes (b) des plis P<sub>3</sub>.

Les structures précédentes P<sub>2</sub> étant d'orientation variable, trois cas de figures peuvent se présenter :

- Si S<sub>2</sub> a une position suffisamment différente de celle de S<sub>3</sub>, pour que les structures P<sub>2</sub>-S<sub>2</sub> se plissent, nous obtenons le cas de la région d'Albertville.

- Si S<sub>2</sub> a une position voisine de celle de S<sub>3</sub>, les déformations P<sub>3</sub>-S<sub>3</sub> s'engagent directement dans les structures déjà créées, comme dans la région de Vif.

- Dans un cas intermédiaire, les plans S<sub>2</sub> rejouent et les structures P<sub>2</sub> sont décalées par des fractures décrochantes comme dans le Grésivaudan Sud, et au total, l'image finale donnée par la déformation P<sub>3</sub> fait ressortir une "méridianisation" des structures antérieures.

Ces structures de la phase P<sub>3</sub> ont une orientation régulière, mais les mouvements qui les ont créées ne sont pas identiques au Sud et au Nord :

- Au Sud, vers Mens, la couverture sédimentaire se déplace sur son socle en direction du Nord, et dans le Grésivaudan Sud, elle se déplace vers le Sud-Est : ces déplacements relatifs impliquent que la couverture sédimentaire de cette région soit entraînée dans une rotation dans le sens des aiguilles d'une montre, par rapport aux secteurs voisins (rotation interne d'une masse prise entre deux failles sénestres, cf chapitre V).

- Par contre, dans la partie Nord du Grésivaudan, et jusque vers les Aravis, nous constatons un mouvement de la couverture vers le Nord-Ouest, qui accentue le caractère chevauchant des structures P<sub>2</sub>, ou qui, lorsque l'obliquité entre les plans S<sub>2</sub> et S<sub>3</sub> est très prononcée, plisse ces anciennes structures.

Ainsi se dessinent deux domaines : le premier, qui comprend la bordure Sud-Ouest des massifs cristallins, et le Grésivaudan Sud, se trouverait au Sud-Est d'une grande fracture du socle orientée Sud-Ouest-Nord-Est. Le second, situé au Nord-Ouest de cette fracture, présente des structures légèrement différentes, à caractère chevauchant.

Leur disposition implique un fonctionnement dextre de cette fracture, mais nous verrons (chapitre V) que ce mouvement s'applique seulement à la phase P<sub>3</sub>, et la genèse des structures P<sub>2</sub> est à expliquer autrement.



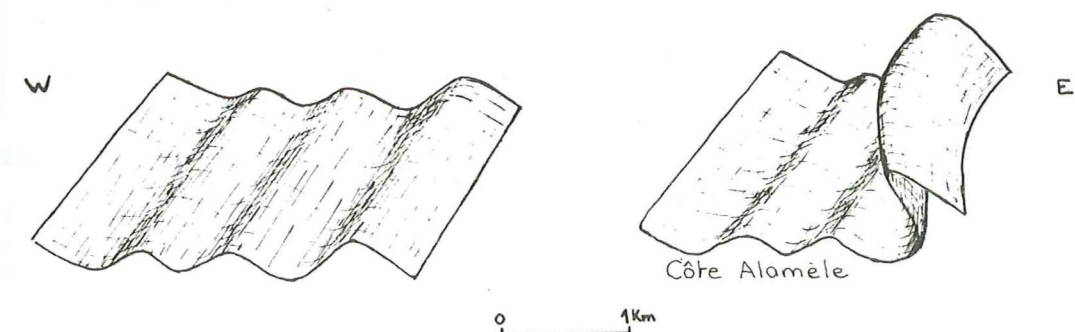
2 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DU MASSIF DU PELVOUX-GRANDES ROUSSES

Notre but, dans ce chapitre, est de rechercher le mécanisme et l'évolution des déformations de la couverture sédimentaire, décrites dans le chapitre II. Pour cela, nous considérerons comme un repère analogue à la stratification (généralement utilisée en tectonique) la schistosité de flux S2 qui est la structure la plus pénétrante et la mieux répartie sur l'ensemble du terrain, et qui oblitère presque complètement la stratification.

Nous étudierons d'abord les variations de l'attitude de cette schistosité S2, et nous enlèverons successivement toutes les déformations postérieures à sa formation, en commençant par les plus récentes jusqu'au plus anciennes, pour remonter à l'état déformé le plus simple possible, qui représentera uniquement la formation de cette schistosité S2. Nous interpréterons ensuite les structures qui caractérisent des déformations antérieures à la formation de cette schistosité S2.

L'ensemble des structures liées au plissement P2, étudiées précédemment (dans le chapitre II paragraphe II-1-2) montre clairement que la schistosité de flux S2 est due à ce plissement P2, qu'il y a contraction perpendiculaire aux plans axiaux des plis, et allongement (des minéraux, fossiles etc...) dans le plan de schistosité, la direction de cet allongement étant ou non parallèle aux axes (a,b,c) des plis. Les plis P2 déversés l'ont été postérieurement à leur formation droite (voir aussi P. Vialon, 1968).

Nous considérerons que le plissement en plis droits, avec schistosité de flux S2 de plan axial, intensité et direction de l'allongement constant, contraction identique pour des terrains semblables, est l'état déformé le plus simple possible. En plan, c'est une déformation globalement homogène, en comparaison d'une déformation inhomogène (postérieure ou synchrone) laissant apparaître des contractions différentielles, des intensités et des directions de l'allongement variables, des déversements localisés de la schistosité S2 (Fig. 139).



déformation homogène (en plan)      déformation inhomogène (en plan),  
Formation de la schistosité S2      synchrone ou postérieure à la formation de S2

- Fig. 139 - Déformations homogènes et inhomogènes en plan de la schistosité S2.

Nous avons établi la succession relative des trois grandes associations de structures (ou d'objets déformés) qui ont contribué à la déformation inhomogène de la schistosité de flux S2, à savoir de la plus récente à la plus ancienne : la schistosité de pli-fracture S3, les failles méridiennes à



mouvement vertical et contraction perpendiculaire, les déversements, chevauchements et décrochements. Nous allons étudier successivement le mécanisme de formation de chacune d'elle et la part de déformation inhomogène qu'elles ont fait subir à la schistosité S2. Il faut souligner que cette division en trois associations de structures n'est faite que pour faciliter l'exposé mais il est possible que ces structures soient pratiquement synchrones.

Nous avons été amenés dans la présentation des faits à diviser l'étude de la couverture sédimentaire du massif du Pelvoux-Grandes Rousses en deux régions qui nous apparaissent sensiblement différentes : la région Nord-Ouest où les axes de déformation finie X,Y,Z sont indépendants des axes géométriques des plis, et la région Sud où les axes X,Y, et Z sont parallèles aux axes a, b et c. Un certain nombre de structures telles que les axes de boudins (de stratification ou de fentes à Calcite) et certaines diaclases (de type A et B) restent parallèles aux axes géométriques des plis aussi bien au Nord-Ouest qu'au Sud. Nous conserverons dans l'interprétation cette division en deux régions pour l'étude successive des trois grandes associations des structures postérieures à la schistosité S2.

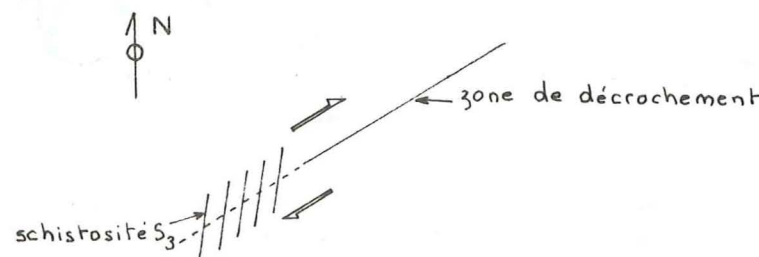
## 2-1- Les associations de structures traduisant une déformation postérieures à la schistosité de flux S2.

### 2-1-1- La schistosité de pli-fracture S3 et les failles méridiennes dans la région Nord-Ouest :

#### La schistosité de pli-fracture S3 :

Dans cette région la schistosité S3 ne semble pas avoir été déformée après sa formation, seules les failles normales, méridiennes, visibles dans le socle (Grandes Rousses) ont pu fonctionner après la création de cette schistosité S3.

La répartition géographique de S3 se situe à l'extrémité Sud-Ouest de deux grands décrochements Nord 50 à 70° dextres (voir carte schistosité et diaclases-failles, fascicule II), mais la contraction attribuable à la schistosité S3 ne peut pas être comparée (en intensité) au mouvement total des décrochements déformant la schistosité de flux S2. La formation de la schistosité S3 peut, simplement, être due à un léger rejou de ces décrochements, postérieurement à la déformation de S2 (Fig. 140).

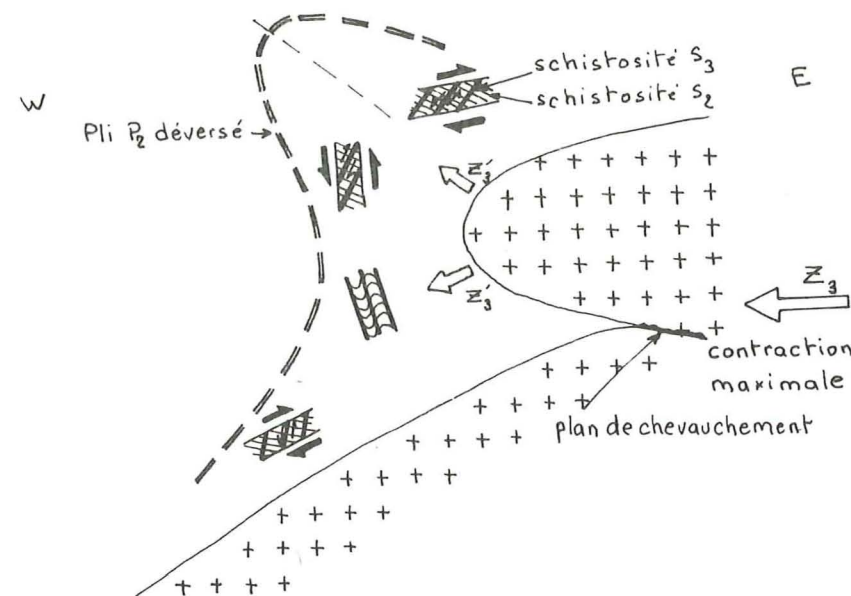


- Fig. 140 - Formation de S3 due à un rejou des décrochements Nord 50 à Nord 70° dextres.

La schistosité S3 varie considérablement avec l'altitude, aussi bien en pendage qu'en intensité de contraction, bien que la direction des plans de fracture reste à peu près constante (Nord 5 à Nord 15°) (Fig. 55)

- En basse altitude, les rapports schistosité S2 et schistosité S3 permettent de l'interpréter comme suit : (exemple de la Côte Alamèle, voir coupe et description dans le chapitre II).

Sur cette structure plissée et déversée (plis P2 à schistosité S2) il y a contraction subperpendiculaire aux plans limite socle-couverture créant la schistosité S3 (Fig. 141).



- Fig. 141 - Coupe schématique de la Côte Alamèle montrant le mécanisme de formation de la schistosité S3 intervenant sur des plis P2(S2) déversés.

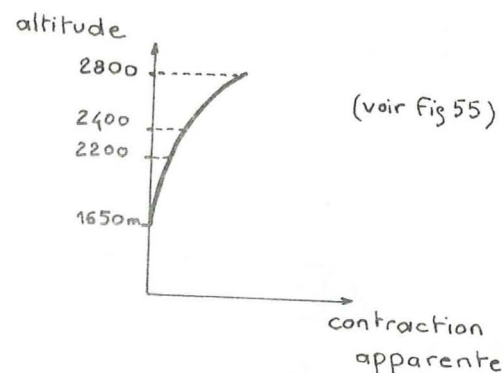
Les mouvements relatifs des plans montrent que la contraction globale est subhorizontale.

Il faut souligner l'obliquité des axes de contraction maximale liés d'une part au déversement de la schistosité S2 et d'autre part à la formation de la schistosité S3. Ces deux phénomènes ne sont pas synchrones, mais successifs, la schistosité S2 est d'abord déversée puis apparaît la schistosité S3.

- En plus haute altitude, des plis droits avec schistosité S3 de plan axial vertical interviennent sur une schistosité de flux S2 déjà déversée. Pour le massif du Pic du col d'Ormon, on ne trouve pas à la même altitude et à l'Est, des plans limite socle-couverture verticaux, semblables à ceux d'Huez, cela peut s'expliquer par l'érosion du socle ou de la couverture sédimentaire chevauchante.

La contraction liée à la schistosité S3 est plus importante en haute qu'en basse altitude, cette variation est schématisée dans la Fig. 142 (voir description dans le paragraphe II-1-3, Fig. 55).





- Fig. 142 - Variations de la contraction apparente des plis P3 à schistosité S3 avec l'altitude (entre Villard Notre Dame et le Pic du col d'Ornon).

On remarque donc que la schistosité S3 n'est pas synchrone du déversement de la schistosité S2 mais qu'elle est postérieure et n'apparaît que lorsque son plan potentiel fait un certain angle avec le plan de schistosité S2 (voir route de Villard Reculas). Compte tenu de la plus grande contraction en haute qu'en basse altitude, on peut la considérer comme liée à une ébauche de chevauchement vers l'Ouest, la direction moyenne de la contraction étant Est-Ouest (Nord 100°) subhorizontale. Cela la différencie de la déformation liée aux plis P2 à schistosité de flux S2 où la contraction est au contraire plus importante en basse qu'en haute altitude (voir coupe de Aiguillettes).

Enfin, il faut noter que la déformation inhomogène de la schistosité de flux S2 apportée par la schistosité S3, est pratiquement négligeable par rapport à celle apportée par les autres associations de structures (sauf peut-être au sommet du Pic du col d'Ornon).

Voyons donc la deuxième de ces associations : les failles méridiennes qui montrent un mouvement analogue à la schistosité de pli-fracture (S3) et qui pourrait donc être une traduction à une échelle différente d'un même épisode de déformation.

#### Les failles méridiennes à mouvement vertical et contraction perpendiculaire :

Elles ont été décrites dans les faits (chapitre II). Nous rappellerons simplement que celles visibles dans la Côte du Seignet interviennent obliquement sur le plan de schistosité de flux S2 déversée, et ont donc le même rapport avec cette structure que la schistosité de pli-fracture S3 près d'Huez. Ce sont cependant dans ce cas des phénomènes localisés qui n'affectent pas sensiblement l'attitude globale de la schistosité de flux S2.

Les failles et plis-failles subverticaux décrits aussi bien dans les coupes des Aiguillettes Nord, de la Côte Alamèle, de la combe Nord du Grand Renaud que dans la coupe du Tourrot sont un peu plus importantes en ce qui concerne le mouvement vertical et la contraction perpendiculaire. Cependant, la faille de la bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans, au contact entre socle et couverture, est incomparablement plus importante que toutes les autres.

Ces failles montrant à la fois une contraction perpendiculaire à leur plan et un mouvement cisailant vertical pourraient être considérées

comme une méga-schistosité de pli-fracture. Mais ce terme peut prêter à confusion dans la mesure où les plis associés aux failles affectent la stratification, et où les plans de failles sont parallèles à la schistosité de flux S2 préexistante. Nous les considérerons donc comme des failles associées à des plis de deuxième ordre.

D'après le fonctionnement de ces grandes failles, et leur mouvement relatif qui traduit un enfoncement dissymétrique de la couverture sédimentaire par rapport au socle (revoir la Fig. 67), on pourrait considérer le synclinal de Bourg d'Oisans comme un bassin d'effondrement. Cependant, les bordures d'un bassin sont généralement des failles normales et ce n'est pas le cas ici, puisque ces failles montrent de la contraction perpendiculaire à leur plan pendant leur mouvement vertical.

Cet enfoncement de la couverture dans le socle pourrait aussi se produire à la fin d'un processus de plissement (à direction de contraction Est-Ouest) entre un matériau de viscosité élevée : le socle, et un matériau de viscosité moins élevée : la couverture sédimentaire (voir modèles de J.C Ramsay, 1967 et Fig. 41). Les synclinaux pincés s'enfoncent relativement par rapport au socle qui représente les anticlinaux.

Près de la bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans, on trouve de grandes diaclases horizontales avec remplissage de Calcite et de Quartz et présentant une ouverture importante. Ce sont les dernières structures à direction de contraction Est-Ouest et allongement maximal vertical ayant fonctionné dans cette région puisqu'elles ne montrent pas de déformation postérieure à leur apparition. La schistosité de pli-fracture S3 en tant que microstructure n'apparaît pas dans cette région Ouest, mais elle apparaît dans la région Est du synclinal où elle est due aussi au dernier mouvement à contraction Est-Ouest et allongement vertical. On peut donc à ce niveau envisager deux hypothèses :

- Ou bien la schistosité de pli-fracture (microstructure) est restée localisée dans la bordure Est du synclinal et ne s'est traduite dans les autres régions que par une simple ouverture des diaclases horizontales.

- Ou bien on la trouve dans la bordure Est parce qu'elle a pu apparaître, la schistosité de flux S2 étant déversée et l'angle entre S2 et S3 suffisant, mais dans les autres régions où cette schistosité S2 était verticale, le mouvement qui a créé la schistosité S3 se traduit par l'apparition de plis de deuxième ordre, et par le fonctionnement des grandes failles méridiennes à mouvement vertical et contraction perpendiculaire, qui s'engagent dans le plan de schistosité de flux S2.

Etant donné l'importance de ces failles (recristallisation phylliteuse le long de Bellédone), on peut se demander si elles ne sont pas également synchrones de l'allongement vertical, général dans ces régions. Nous l'avons vu, cet allongement est oblique par rapport aux axes géométriques des plis P2 et d'autant plus important que l'on est en plus basse altitude et près de la bordure Ouest du synclinal. On pourrait alors expliquer que la contraction liée à la schistosité de pli-fracture S3 soit plus importante en haute qu'en basse altitude puisque cette contraction P3(S3) en basse altitude serait traduite par des glissements et de l'extension selon S2 et qu'elle pourrait être responsable du fort allongement vertical. Nous avons vu (Fig. 18 et Fig. 69) que l'aspect de la schistosité de flux S2 n'était pas le même à Oulles et au sommet du Pic du col d'Ornon.

Il faudra attendre d'avoir interprété les autres associations de structures (ou d'objets déformés) pour choisir entre ces deux hypothèses.



## 2-1-2- La schistosité de pli-fracture et les structures synchrones ou postérieures dans la région Sud.

Les grandes failles méridiennes à mouvement vertical et contraction perpendiculaire n'apparaissent plus dans cette région, ni d'ailleurs l'allongement général, vertical.

Dans le synclinal de Côte Belle, la schistosité S3 est subparallèle à la schistosité S2 et elle est limitée à la partie Ouest du synclinal ; on note quelques stries verticales sur le plan de fracture mais l'étirement minéral reste faible et parallèle à l'axe (b) des plis P2 (paragraphe II-1-3-3).

Par contre dans la partie Est de ce synclinal (qui nous l'avons vu est à rattacher à la région Nord-Ouest du Pelvoux mais que nous citerons ici pour la comparer à la partie Ouest du synclinal), il n'y a pas de schistosité S3 de pli-fracture, mais une schistosité de flux avec un fort allongement vertical qui n'est peut-être que fortuitement parallèle à l'axe (b) des plis P2 (ici verticaux). Il y a opposition entre une zone à schistosité de pli-fracture et faible allongement vertical (stries verticales), et une zone sans schistosité de pli-fracture mais à fort allongement maximal vertical (voir diagramme de Bélemnites paragraphe II-2-2) comme dans le synclinal de Bourg d'Oisans entre la bordure Est et Ouest (voir paragraphe précédent).

A Villar Loubière nous avons vu dans le chapitre II que sur la carte l'attitude des directions de plans de schistosité de flux S2 pouvait s'interpréter comme due à un décrochement Nord 40° sénestre, le plan de cette faille étant localement chevauchant vers le Sud-Est (voir carte).

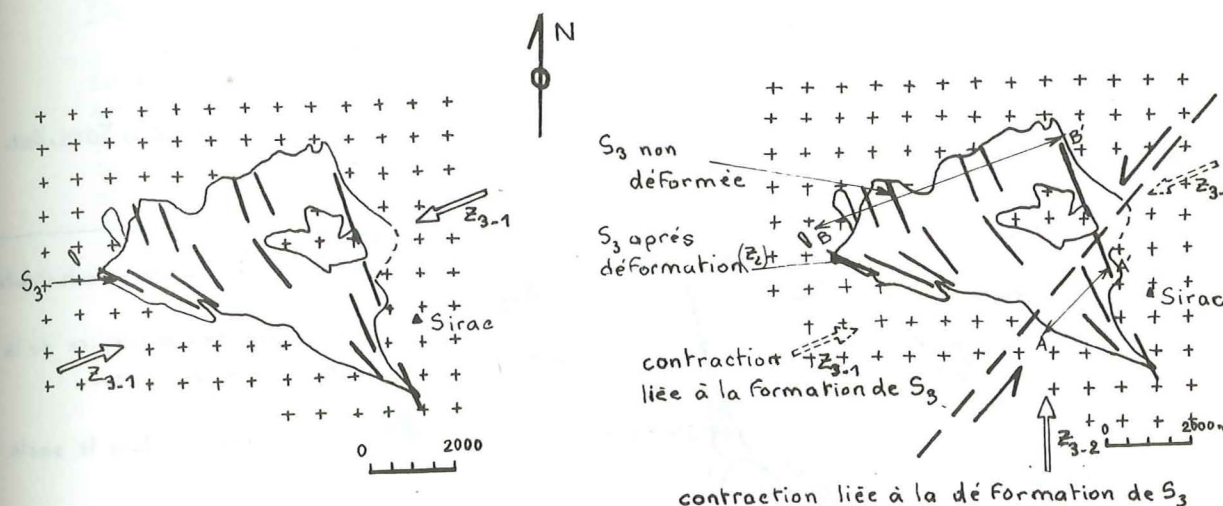
La schistosité de pli-fracture S3, bien que localisée dans la zone de flexure (qui représente d'ailleurs presque l'ensemble de l'affleurement) n'est pas déformée par le décrochement ni par le chevauchement local. Sa direction reste à peu près constante et méridienne, son pendage est plus variable car nous l'avons vu près d'Huez, le pendage des plans de schistosité S2 est influencé par le pendage de la limite socle-couverture voisine.

A l'inverse de Bourg d'Oisans, où l'on peut considérer qu'un très léger mouvement décrochant Nord 50 à 70° dextre (contraction Est-Ouest) peut provoquer une schistosité S3 Nord-Sud, ici un décrochement Nord 40° sénestre (contraction Nord-Sud) ne peut pas donner cette schistosité S3 méridienne, mais il est possible que ces grandes zones de décrochement aient pu fonctionner en des temps différents avec des mouvements dextres ou sénestres, selon la direction de la contraction maximale globale. La schistosité S3 étant Nord-Sud sur presque l'ensemble du Pelvoux, elle peut être due à un fonctionnement dextre des failles Nord 40 à 50° même si certaines d'entre elles ont montré un plus grand mouvement antérieur sénestre, comme cela serait le cas à Villar Loubière. On peut d'ailleurs signaler que F. Bartoli (1973) a mis en évidence dans le socle un mouvement dextre important dans le prolongement Nord-Est de la faille décrochante de Villar Loubière.

Aux Aiguilles de Morges, comme sur l'ensemble de la région Sud, la schistosité S3 est visible et bien développée dans certains bancs compétents répartis sur l'ensemble de la couverture sédimentaire. On ne note pas de variation de densité, de répartition, de forme de schistosité S3 avec l'altitude ou avec la géographie sinon quelques variations dues à la nature des terrains (voir paragraphe II-1-3). Par contre, on voit une très nette variation de direction qui passe de Nord-Sud au Nord à Nord 110° au Sud (voir carte et diagrammes synthétiques). Le déversement des structures synchrones de cette rotation se marque par des plans de glissement parallèles au plan de schistosité de flux S2 des bancs compétents, le mouvement de ces bancs compétents étant analogue au mouvement créant la schistosité de pli-fracture S3 dans les bancs

incompétents. Une partie de ce déversement pourrait donc être contemporaine de la formation de la schistosité S3. Les plans de schistosité S3 sont en effet déversés et chevauchants vers le Sud-Ouest, et d'autant moins pentés vers le Nord-Est que leur direction est moins méridienne. On peut interpréter ces variations d'attitude de deux façons :

- La direction et le pendage de la schistosité S3 peuvent être variables dans une région donnée même avec une direction de contraction maximale unique. Nous avons vu près d'Huez que dans une région déjà plissée (P2-S2), l'attitude du plan de schistosité S3 si elle est influencée par la direction globale de la contraction, l'est probablement encore plus par la direction des plans limite socle-couverture et par l'attitude de la schistosité antérieure. On peut avec une contraction maximale globale Est-Ouest produire une variation régionale de l'attitude de la schistosité S3 comme le montre le schéma de la Fig. 143.



- Fig. 143 - Répartition des directions de S3 due à l'attitude des limites socle-couverture et à celle de S2 antérieure.

- Fig. 144 - Répartition des directions de S3 due successivement à une contraction Est-Ouest puis à une déformation par une contraction Nord-Sud et un décrochement Nord 40° sénestre.

- Cette rotation peut également être due à deux déformations successives, une contraction Est-Ouest puis une contraction Nord-Sud avec un décrochement Nord 40° sénestre (Fig. 144).

Dans cette hypothèse, la contraction perpendiculaire au plan de schistosité S3 près du décrochement (coupe AA') doit être plus grande que loin du décrochement (coupe BB').

Il n'est pas possible de le vérifier pour la schistosité S3 mais nous mettrons en évidence cette contraction différentielle pour la schistosité S2, cela montrera qu'il y a eu, comme à Villar Loubière, un décrochement Nord 40° sénestre déformant la schistosité S2. Il est possible que ce décrochement ait fonctionné après la formation de la schistosité S3.

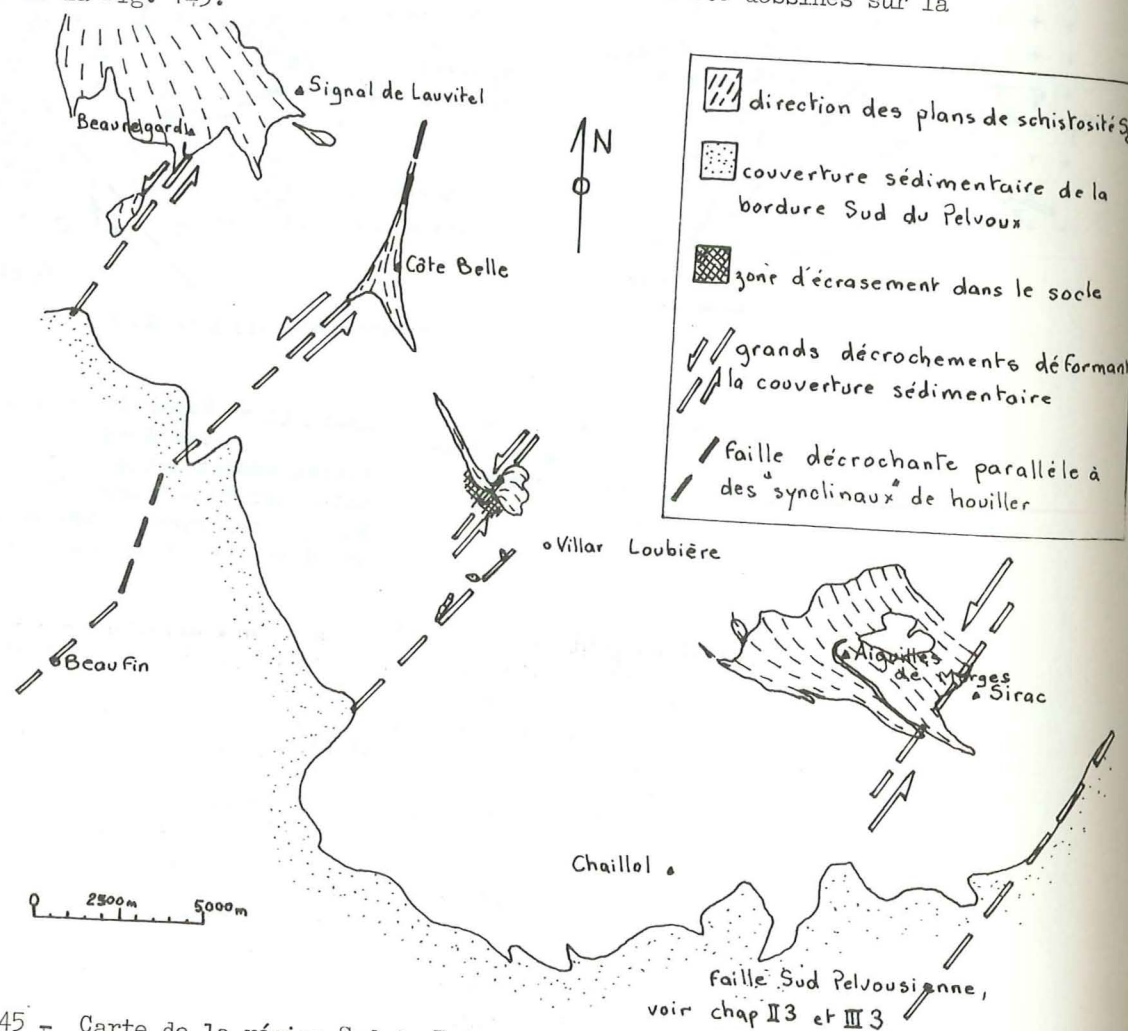
Dans tous les cas la schistosité S3, en tant que microstructure, ne modifie pratiquement pas l'attitude générale de la schistosité S2. Pour plus de précision sur les décrochements Nord 40° sénestres, nous allons maintenant étudier les déformations qu'ils ont provoquées sur la schistosité S2.



### 2-1-3- Les décrochements et les déversements synchrones dans les régions Sud.

Dans le massif du Pelvoux, on remarque la forme bifide des synclinaux de la limite socle-couverture (J. Vernet 1961). Cela est dû à l'intersection de plis que nous avons déjà signalée, bien visible sur la carte de la limite socle-couverture (Fascicule II). On trouve de grandes failles décrochantes Nord 50 à 70° parallèles à une des directions de ces plis de la limite socle-couverture. Ces failles bien connues dans le massif du Pelvoux se retrouvent d'ailleurs à l'extérieur du massif : faille de Beaufin, faille Sud-Pelvousienne. Ce réseau semble analogue à celui fini hercynien décrit par F. Carme dans Belledonne, et dans les Cévennes, on retrouve d'ailleurs comme dans Belledonne, des failles Nord 50 à 70° reliées par des failles plus méridiennes (Nord 30 à Nord 10°) sont elles parallèles à des "synclinaux" houillers (voir carte Fig. 145) qui décalent ou sont décalées par les failles Nord 50°.

Le sens de tous ces décrochements est cependant moins bien réglé que dans Belledonne (toujours dextre) parce qu'il semble qu'il y ait dans le Sud du Pelvoux une alternance de contractions Nord-Sud et Est-Ouest. En ce qui concerne la couverture sédimentaire, le mouvement majeur des décrochements Nord-Est-Sud-Ouest nous apparaît sénestre. Ces décrochements ont été dessinés sur la carte de la Fig. 145.



- Fig. 145 - Carte de la région Sud du Pelvoux, limite socle sédimentaire d'après J. Vernet, complétée par les principaux décrochements et par la direction des plans de schistosité S2 de la couverture sédimentaire.

### Région de Beauregard :

Une contraction Nord-Sud a été mise en évidence dans le chapitre II par le décrochement Nord 35° sénestre qui passe au Sud-Est de Beauregard et le Vêt, et par un décrochement Nord 140° dextre dans cette région, ces deux décrochements étant postérieurs à la schistosité S2. De même nous avons signalé des chevauchements de socle Nord-Sud dans le Signal du Lauvitel. Ces contractions Nord-Sud postérieures à la schistosité S2 sont probablement analogues à celles signalées dans l'étude de la région Sud du Pelvoux, ce qui confirme le rattachement à cette région de la terminaison Sud du synclinal de Bourg d'Oisans (voir aussi paragraphe II-1-2).

### Région de Côte Belle :

L'allure des directions des plans de schistosité S2 semble plutôt indiquer un décrochement Nord 40° sénestre (voir carte Fig. 145). Les plis à axes (b) verticaux (voir situation sur carte et description dans le paragraphe II-1-2) pourraient être en partie dus à ce décrochement, mais leur schistosité de flux de plan axial S2 régulière, Nord 150°, se suit depuis le synclinal de Vénosc jusqu'à Villar Loubière et n'est pas déformée au passage du décrochement. Le plongement des axes de plis est donc antérieur au décrochement et il sera interprété dans le paragraphe III-2-2 qui traite des structures antérieures à la schistosité S2.

### Région de Villar Loubière :

Au cours de la présentation des faits, la variation d'attitude de la schistosité de flux S2 a été attribuée au fonctionnement d'un décrochement Nord 40° sénestre. Cette zone de décrochement Nord 40°, indiquée sur la carte de la Fig. 145, se poursuit au Sud de Villar Loubière par des affleurements de couverture sédimentaire pincée dans le socle (J. Vernet, 1961).

Sur la carte de la Fig. 145 une zone en hachures représente une zone broyée dans le socle (A. Pécher, 1973) et pouvant être, en partie, due à l'amortissement au Sud, du décrochement de Villar Loubière : nous avons vu au paragraphe II-1-6 que c'était surtout le compartiment au Nord-Ouest de la faille qui se déplace en direction du Sud-Ouest.

Le plongement des axes (b) des plis P2 est certainement influencé par le décrochement. Comme à Côte Belle, les plis P2 à axes (b) verticaux ne sont pas dus au décrochement (voir leur situation sur carte) puisque leur schistosité de flux de plan axial n'est presque pas déformée par le décrochement (les plis verticaux sont en dehors de la zone déformée par le décrochement). En effet, on peut suivre cette schistosité de flux S2 passant de Nord-Sud à Nord 150° depuis le synclinal de Vénosc jusqu'à Villar Loubière. Au contraire dans la zone déformée par le décrochement, quand les plans de schistosité S2 tendent à devenir parallèles au plan de faille, les axes (b) des plis P2 deviennent plus horizontaux (voir carte et Fig. 79).

Là encore, le plongement des axes (b) des plis P2 est antérieur au décrochement. La schistosité S2 est aussi antérieure à ce décrochement. En effet, s'il y a un décrochement Nord 40° sénestre, cela implique une contraction au moins locale Nord-Sud, et la schistosité S2 actuellement Nord 150° ne peut être synchrone de cette direction Nord-Sud de contraction.



Le fait que cette schistosité de flux reste plan axial des plis P2 quelle que soit leur attitude, montre qu'il y a eu successivement deux épisodes de déformation susceptibles de montrer de la schistosité de flux :

- d'une part une contraction Nord 60° à Nord 90° qui est associée aux plis P2(S2) actuellement Nord 150° à Nord-Sud
- d'autre part une contraction Nord-Sud associée au mouvement sénestre du décrochement qui a déformé les plis P2(S2) tout en maintenant une schistosité de flux de plan axial des plis P2 déformés.

#### Région des Aiguilles de Morges :

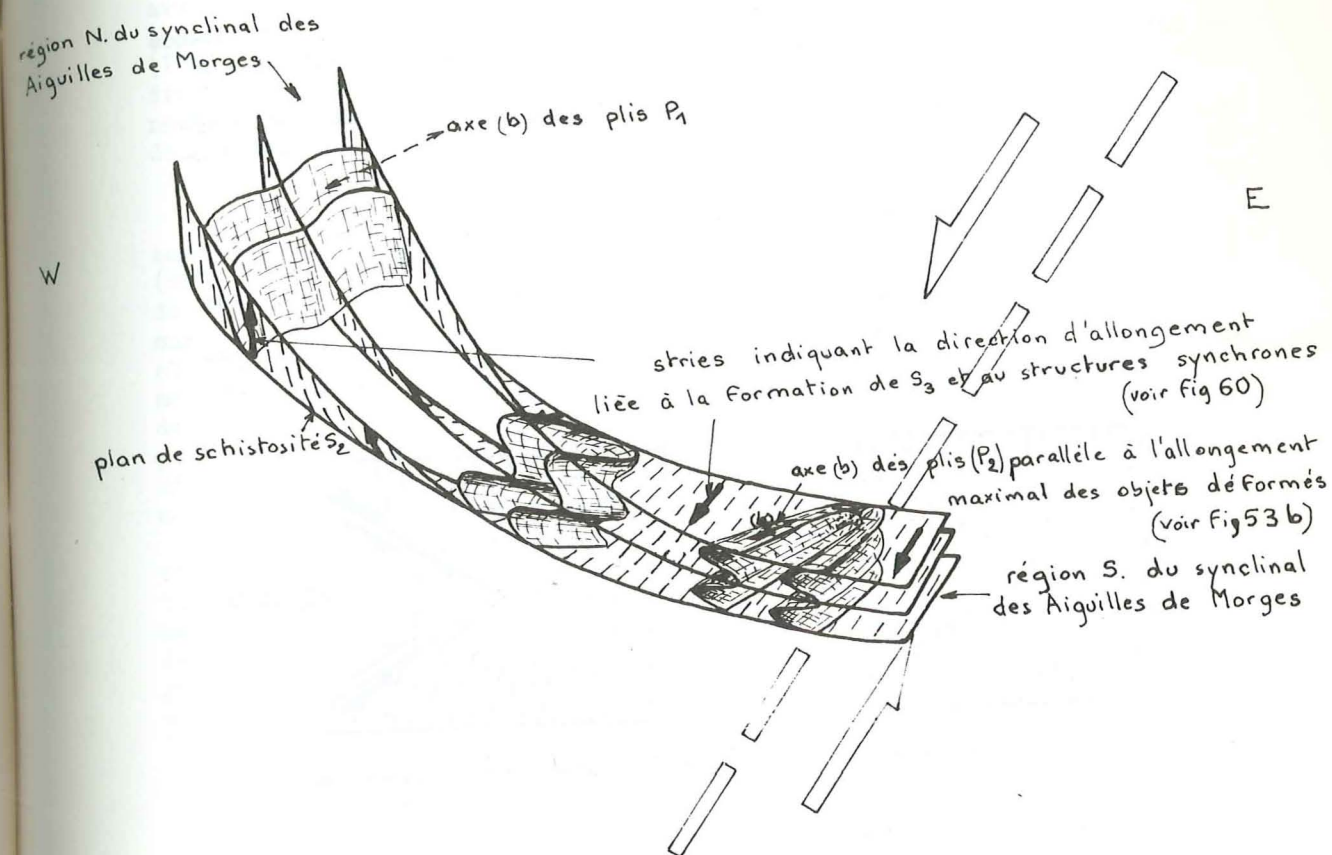
On remarque que le plongement des axes (b) des plis P2 (plus ou moins important) est dans le même sens (vers le Sud-Est) sur l'ensemble de la région. Compte tenu du plongement de ces axes, la direction de ces plis est d'autant plus différente de l'horizontale de la schistosité de flux de plan axial, que cette dernière est plus plate (Fig. 146). On ne peut donc valablement comparer que des directions de plans de schistosité plan axial et non des directions d'axe (b) des plis. Ce sera d'ailleurs le même problème sur l'ensemble du Pelvoux quand on a à la fois des plis déversés et à axes plongeants (voir aussi interprétation des structures du Signal de l'Homme, paragraphe III-2-1-4). Cela nous explique ici les plis Nord 70° que l'on trouve dans la région Sud du synclinal et qui ont une schistosité de plan axial Nord 110° de pendage faible, si on redresse simplement cette schistosité, on a alors des plis Nord 110° à axes (b) plongeants vers le Sud-Est, comme l'ensemble des plis P2 du synclinal.

Pour l'interprétation, on se référera aux cartes, au chapitre II et aux diagrammes synthétiques (fascicule II). On remarque que les directions de la schistosité S2 et S3 sont subparallèles dans le Sud du synclinal et nettement différentes de celles du Nord ou de l'Est (voir la limite de ces parties Nord, Est et Sud avec leurs diagrammes synthétiques). Dans les parties Nord et Est, la schistosité S3 est plus méridienne et plus pentée que la schistosité de flux S2.

Nous avons déjà discuté du mécanisme de formation et éventuellement de déformation de la schistosité S3. En ce qui concerne la déformation inhomogène en plan de la schistosité de flux S2, on peut invoquer le même décrochement Nord 40° sénestre auquel est associé une rotation et un déversement vers l'Ouest des plis à schistosité S2. On peut voir que la contraction apparente perpendiculaire à l'axe (b) des plis est plus importante près du décrochement que loin de celui-ci, ce qui confirme l'hypothèse d'un décrochement qui s'amortirait au Nord du Sirac.

Comme à Côte Belle et à Villar Loubière, les plis à axes (b) verticaux ne peuvent pas être reliés à ce décrochement puisque leur schistosité n'est pas différente de celle des plis à axes subhorizontaux qui leur font suite en continuité. Nous verrons dans le paragraphe III-2-2 que l'on peut interpréter ces plongements comme dus à d'anciens plis Est-Ouest antérieurs à la formation de la schistosité S2.

La Fig. 146 montre très schématiquement l'interprétation des structures du synclinal des Aiguilles de Morges.



- Fig. 146 - Interprétation des structures du synclinal des Aiguilles de Morges déformées par un décrochement Nord 40° sénestre.

Les plis P2 situés au Nord du synclinal et qui ont une direction Nord 170° avec un plan axial de pendage supérieur à 60° sont ceux qui ont subi la plus faible rotation et le moindre déversement dû au décrochement Nord 40° sénestre : leur attitude est donc celle qui se rapproche le plus de l'attitude des plis P2(S2) au moment de leur formation (déformation homogène en plan). Si l'attitude de la schistosité S2 n'est pas seulement due à l'attitude des surfaces limite socle-couverture, Fig. 143, mais aussi au fonctionnement du décrochement Nord 40° sénestre, celui-ci a dû jouer entre la formation de la schistosité S2 et celle de S3, mais aussi après l'apparition de cette schistosité S3, ce décrochement Nord 40° sénestre étant associé à une contraction Nord-Sud.

#### 2-1-4- Les décrochements et les déversements synchrones dans la région Nord-Ouest.

Comme pour le paragraphe précédent, il est nécessaire de se référer aux cartes, coupes, diagrammes synthétiques (fascicule II) et au chapitre II pour comprendre l'interprétation des structures de ces régions. Les coupes transversales nous montrent que la contraction apparente



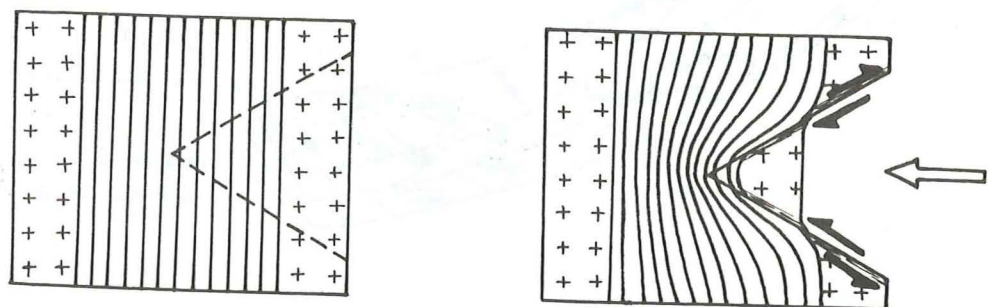
perpendiculaire à l'axe (b) des plis P2 n'est pas la même pour toutes les coupes. La Fig. 45 du chapitre II montre ces variations.

Le fait que l'intensité de la contraction varie, implique l'existence de compartiments qui jouent différemment les uns par rapport aux autres pour provoquer cette déformation inhomogène en plan.

Sauf le petit accident au Nord du Rif Jany, la limite socle-couverture sédimentaire de la bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans est rectiligne et le socle (Belledonne, Taillefer) se comporte comme un butoir rigide.

La limite socle-couverture de la bordure Est du synclinal est plus irrégulière, elle est influencée par deux grandes réseaux de décrochements Nord 50 à 70° dextres et Nord 110 à 140° sénestres, visibles aussi bien dans le socle que dans la couverture sédimentaire.

Si on met en parallèle les contractions différentielles et ce système de décrochements conjugués, on peut imaginer le schéma de la Fig. 147.



(a) déformation homogène

(b) déformation inhomogène "par coin"

- Fig. 147 - Déformation "par coin" due au fonctionnement conjugué de deux décrochements.

Nous appellerons déformation inhomogène par coin l'ensemble des structures déformées qu'illustre le schéma de la Fig. 147-b c'est-à-dire :

- les structures situées près des limites de ce coin et liées aux décrochements.
- les structures situées à l'intérieur du coin formé par les failles conjuguées.
- les structures situées à l'extérieur du coin et qui ont été déformées par ce coin (aspect de virgation), en particulier les structures situées près de la pointe du coin qui montrent une contraction maximale.

Nous allons tenter d'interpréter selon un tel schéma les structures du synclinal de Bourg d'Oisans. On précisera que les failles décrochantes existaient certainement avant cette déformation. Le déplacement suivant chacun des plans conjugués n'est pas forcément identique ce qui peut entraîner une dissymétrie de cette déformation "par coin".

#### Région du Signal de l'Homme :

##### - Limite du coin

Au Nord-Ouest, il est limité par un grand décrochement Nord 50 à 70° dextre passant par les gorges de la Sarenne (chapitre II-1-6).

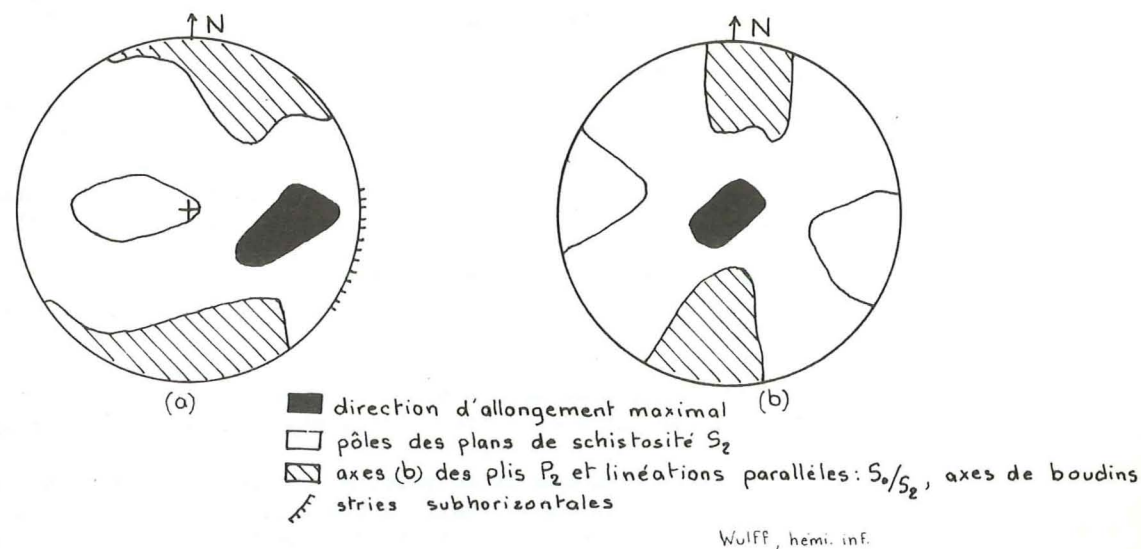
Au Sud-Ouest, par la vallée de la Romanche qui peut s'être installée sur un décrochement Nord 110 à Nord 140° sénestre : de nombreux décrochements de ce type apparaissent dans le secteur déjà décrit par d'autres auteurs : B. Poty (1967) explique la formation du filon de La Gardette à l'aide

de décrochement Nord 110 à 120° sénestre et il a montré que ce décrochement avait fonctionné après le basculement vers l'Ouest de 30° du Trias, ce basculement pouvant être synchrone de la formation de la schistosité S2. Borruat (1962) décrivant le chevauchement de socle de la route de l'Alpe d'Huez, montre que sa terminaison Sud-Est est aussi un décrochement Nord 130 à 140° sénestre. On peut aussi retrouver ces décrochements sur la carte au 1/50 000 de Vizille.

##### - Déformation à l'intérieur du coin (Signal de l'Homme)

La schistosité de flux S2 est très déversée et au contact avec le socle elle est même subhorizontale. La direction des axes (b) des plis P2 (voir Fig. 148) varie de Nord 40° vers Maronne à Nord 140° au Sud de la Côte de Seignet. Il est intéressant de remarquer que la direction de l'allongement maximal n'est pas dans un plan vertical perpendiculaire aux axes (b) des plis, elle est indépendante de la direction de ces axes et garde la même direction moyenne Nord 100° (variation de Nord 90° à Nord 130°) dans l'ensemble du Signal de l'Homme. Une série de stries subhorizontales, de même direction, sur les plans de stratification ou de schistosité subhorizontaux souligne encore cette direction unique de mouvement, et montre qu'il y a chevauchement du compartiment Est sur le compartiment Ouest.

On suppose, c'est une hypothèse, mais l'étude des faits nous a montré qu'elle est plausible, que la schistosité du Signal de l'Homme était verticale avant d'être déversée. On prend le diagramme d'une partie de cette région homogène (région de Maronne et Côte de Seignet) et en faisant basculer de 60° les structures autour d'un axe Nord 10° horizontal, on obtient un diagramme tout à fait identique à celui des régions situées à l'Ouest où S2 est subvertical (voir diagrammes synthétiques et Fig. 148) (Voir aussi P. Vialon, 1968).



- Fig. 148 - Redressement de la schistosité S2 déversée du Signal de l'Homme.

Le basculement des diaclases de type A et B synchrones des plis P2 nous donne le même résultat.

Il y a deux solutions pour expliquer la direction unique de l'allongement maximal :

- Soit que cet allongement existait avant le déversement de la schistosité S2 et il était alors vertical.
- Soit qu'il est né pendant le déversement de la schistosité S2 et parallèlement à la direction du plan de mouvement vertical (XZ); dans cette



hypothèse, l'allongement avant le déversement pouvait être comme au Sud du Pelvoux parallèle à l'axe (b) des plis P2.

En fait, on remarque qu'une même direction principale globale de contraction maximale Nord 100° peut être associée à la fois :

- aux décrochements conjugués (limite de coin) Nord 50 à 70° dextre et Nord 110 à 140° sénestre
- Au déversement chevauchant des plis P2(S2) qui sont à l'intérieur de ce coin
- A la direction d'allongement maximal vertical (Fig. 148 b) ou déversé (Fig. 148 a).

On pourrait donc en conclure plus simplement que ces structures sont trois traductions différentes d'une même déformation ayant une direction principale de contraction maximale Nord 100°, postérieure à la formation de plis P2(S2) droits.

- Déformations à l'extérieur du coin :

Dans les secteurs assez éloignés : à l'Ouest et au Nord de la Côte Alamèle, à la Paute et Ornon, la schistosité S2 n'est pratiquement ni déversée ni modifiée dans sa direction qui conserve une forme d'arc à concavité tournée vers l'Est. Cette forme pourrait d'ailleurs, à très grande échelle, être aussi interprétée comme une déformation par coin, nous en reparlerons dans la conclusion générale.

Au Nord-Ouest du décrochement Nord 50 à 70°, nous avons déjà vu que la linéation So/S2 n'était plus parallèle à l'axe (b) des plis. Ceci pouvait s'expliquer par la conicité de ces plis due à l'amortissement du chevauchement (Fig. 74) et cela a été souligné par le fait que les structures au dessus du plan de chevauchement sont plus méridiennes que celles situées sous le plan de chevauchement.

A l'Ouest et donc devant le coin, les structures à l'Est de Prégentil sont très irrégulières, en particulier alors que les plis P2 à schistosité de flux S2 de plan axial sont Nord 10 à Nord 20°. Il apparaît localement des plis, aussi à schistosité de plan axial mais de direction Nord 170°. La linéation So/S2 est là aussi variable, des diaclases de type B (Nord 130°) verticales et Nord 40° verticales sont plissées, donnant des plis à axes verticaux avec schistosité de flux de plan axial de direction très méridienne.

Il apparaît donc dans ce secteur deux directions extrêmes de schistosité de flux : l'une synchrone des plis P2 Nord 10 à 20° avec leurs diaclases de type B, et l'autre plus localisée, liée à des plis Nord 160 à 170° avec plissement des diaclases de type B (synchrone des plis P2). Ceci pourrait être une conséquence de la déformation inhomogène par coin que nous venons de décrire. La direction Nord 70° de cette dernière direction de contraction n'est pas parallèle à la direction globale de contraction mise en évidence dans le Signal de l'Homme (Nord 100°), mais cela n'a rien d'étonnant puisque la déformation par coin introduit une inhomogénéité dans la répartition des Z' locaux (revoir Fig. 147).

Sur les coupes, on a vu que la contraction apparente était plus importante dans le secteur de la Paute-Prégentil situé à la pointe du coin que dans la Côte Alamèle qui se trouve au Nord du décrochement Nord 50 à 70°, donc sur un flanc du mole de socle avancé.

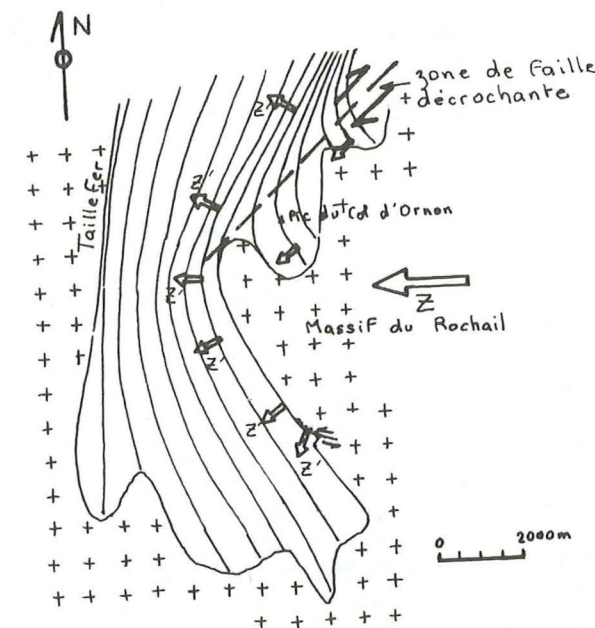
#### Région du Rochail, depuis le Grand Renaud, jusqu'au Signal de Lauvitel :

Au Nord-Ouest de cette région nous avons décrit dans le chapitre II une grande zone de failles décrochantes dextres Nord 50 à 70°, qui borde au Sud-Est le Signal de l'Homme et qui vient passer dans le ruisseau de Villard Notre Dame.

Au Sud-Ouest on ne trouve pas de limite nette par de grands décrochements Nord 110 à 140° sénestres, simplement il y a de grandes failles (ou diaclases) dans le socle qui ont cette direction mais le sens de leur mouve-

ment n'a pas été déterminé (Il faudrait d'ailleurs être prudent dans leur interprétation parce qu'une contraction Nord-Sud a aussi été mise en évidence près de Beauregard - paragraphe II-1-5)

Il a été reporté sur le schéma de la Fig. 149 les directions de contraction locale Z' que l'on suppose synchrone du déversement vers l'Ouest de la schistosité S2 :



- Fig. 149 - Répartition des Z' locaux synchrones du déversement de la schistosité S2 dans la région du Rochail.

Rappelons les brièvement :

- dans le granite du Rochail Z = Nord 77° (Fig. 84)
- au Nord du massif du Grand Renaud : les plis P2(S2) Nord 10 à 20° sont déformés jusqu'à une direction Nord 40° (il y a également localement une déformation de S2 jusqu'à une direction Nord 160 à 170° mais cela est aussi dû à la déformation par coin du Signal de l'Homme).
- Dans le massif du Grand Renaud schistosité Nord 160° avec direction du plan XZ Nord 70°
- Dans toute la couverture sédimentaire de la bordure Ouest, au Sud de la Malsanne, direction moyenne de l'allongement Nord 40 à Nord 60°.
- Au Nord du Signal de Lauvitel chevauchement de socle sur la couverture, avec plis couchés Nord 130° et allongement dans un plan perpendiculaire aux plans axiaux d'où Z = Nord 40°.

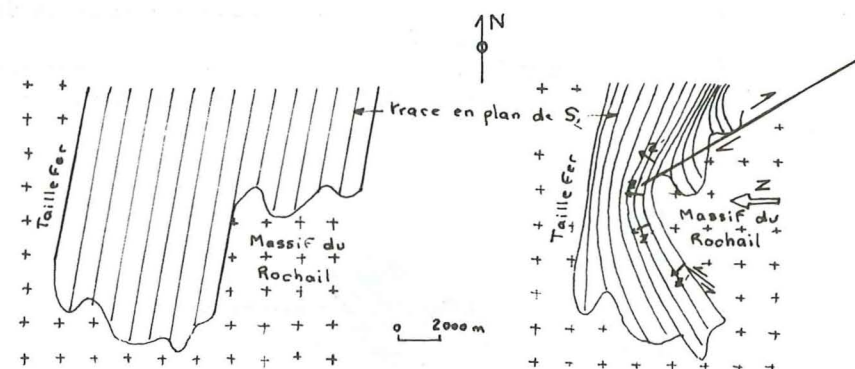
Une telle répartition des Z' nous conduit à un schéma de déformation analogue à celui décrit pour le Signal de l'Homme. Mais ici, le déplacement le long du décrochement Nord 50 à Nord 70° dextre est plus important que le déplacement suivant les décrochements Nord 110 à Nord 140° sénestres, ce qui introduit en plus une dissymétrie du coin et donc de la répartition des Z'. Cela se traduit par une rotation du massif du Rochail (cf Fig. 150).

Le déplacement plus important se traduit également par une grande différence de contraction entre la coupe de la Malsanne qui se trouve au niveau de la pointe du coin, et la coupe du Tourot qui en est plus éloignée.

On peut schématiquement résumer le fonctionnement de ce coin comme



le montre la Fig. 150.



- Fig. 150 - Schéma de la déformation inhomogène par coin dans la région du Rochail.

Contrairement au Signal de l'Homme, presque tout ce qui est à l'intérieur du coin est constitué par du socle sauf au Nord où le massif du Rochail s'enfonce sous la couverture sédimentaire (massif du Grand Renaud) qu'il a entraîné dans son mouvement.

Cet enfouissement du socle sous la couverture, au Nord du Rochail, peut être expliqué par l'intersection de plis de socle que nous avons signalés dans la présentation des structures du Pelvoux. Au niveau du Rochail, il y a intersection entre des plis Nord 50 à 70° et Nord 150 à 160° (voir la carte de la limite socle-couverture). Ce décrochement Nord 50 à 70° dextre se serait donc produit sur le flanc Nord d'un anticlinal de même direction et ce n'est peut-être pas un hasard (on peut revoir à ce sujet les décrochements Nord 50 à 70° dans le Sud du Pelvoux qui sont aussi parallèles à une direction de plis de la limite socle-couverture). En ce qui concerne les plis (de la limite socle-couverture) Nord 160° il semble possible, sur la carte, d'en suivre le prolongement dans la couverture sédimentaire au Nord du Grand Renaud. Barféty et al (1970) ont signalé dans ce secteur un entrecroisement entre des plis Nord 40° (plis P2(S2) déformés par le décrochement) et des plis Nord 160° plus amples (moins de 20° de pendage sur les flancs dans la région des Pales). Ces derniers plis sont parallèles à la direction de la schistosité de flux Nord 160° que nous avons attribuée dans ce secteur aux déformations par coin. Il n'est cependant pas possible de dire si les plis Nord 160° (de la limite socle-couverture) sont synchrones ou postérieurs au déplacement du coin.

- s'ils sont antérieurs, ils pouvaient être parallèles aux plis P2(S2) avant cette déformation (Fig. 150 a).

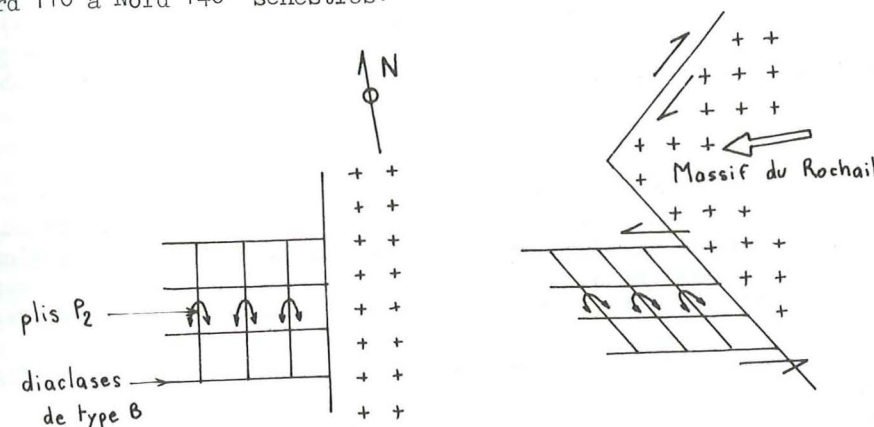
- s'ils sont synchrones, ils pouvaient avoir la même signification que la schistosité Nord 160° que l'on trouve au Nord du Grand Renaud.

Dans les diagrammes synthétiques (Fascicule II) de la couverture sédimentaire entre la coupe de la Malsanne et celle du Tournet, on voit que la moyenne des diaclases transverses a la même direction que celle des régions situées plus au Nord, alors que la direction de la schistosité S2 plan axial des plis P2 a tourné de plus de 30° (voir diagrammes synthétiques). On peut expliquer cela de deux façons :

- Soit une partie des diaclases est postérieure à la déformation par coin.

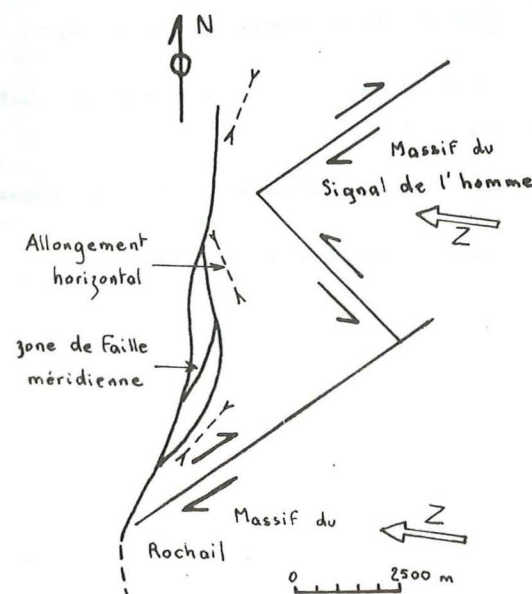
- Soit il y a eu au moment de la déformation par coin du cisaillement parallèle aux diaclases de type B (Nord 110 à 120° synchrones des plis P2(S2) avant leur rotation). Ce mécanisme (Fig. 151) pourrait contribuer à cette dé-

formation par coin en jouant le même rôle que des failles décrochantes Nord 110 à Nord 140° sénestres.



- Fig. 151 - Explication de l'obliquité des axes (b) des plis par rapport aux diaclases de type B, par un cisaillement parallèlement à ces diaclases.

La zone de faille méridienne (de l'Est de Prégentil à l'Ouest du Petit Renaud), dessinée par Barféty et al (1970) montre elle aussi des virgations dues aux déformations inhomogènes par coin (du Signal de l'Homme et du secteur du Rochail) ce qui lui donne sa forme en S (Fig. 152). D'autre part cette zone située à la limite de l'action des décrochements a du subir, localement, un allongement horizontal.



- Fig. 152 - Carte schématique montrant les virgations de la zone de failles subméridiennes et les zones où il pourrait apparaître un allongement horizontal dû à la déformation par coin.

Cela pourrait expliquer que dans cette zone, on mette en évidence une direction d'allongement mineure (Y) subhorizontale : axe de boudins parallèles à l'axe (b) subvertical, diagrammes de Bélemnites (paragraphe II-1-2).

Il faut cependant être prudent en ce qui concerne cet allongement subhorizontal, parallèle à l'axe (b) des plis P2. Il est possible qu'il se

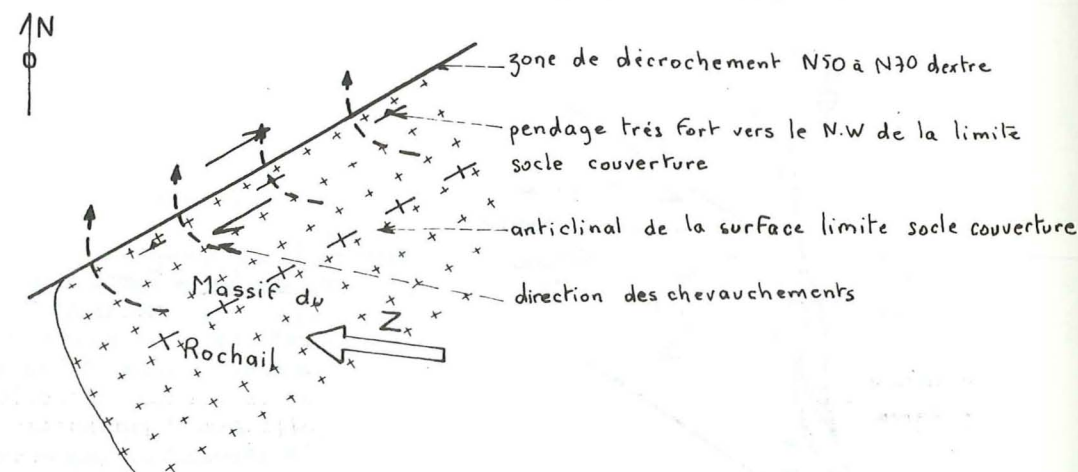


soit produit avant la déformation par coin, au moment de la formation de la schistosité S2. En effet l'allongement dans un plan XZ vertical paraît surtout associé à la déformation inhomogène et il est possible que les plis P2(S2) aient eu un allongement parallèle à leur axe (b) avant cette déformation par coin, comme on le voit actuellement dans les régions Sud qui n'ont pas subi d'allongement vertical.

Lors de la description du secteur au Nord du Rochail (paragraphe II-1-5) nous avons mis en évidence une contraction Nord-Sud, postérieure au déversement vers l'Ouest de la schistosité S2, mais antérieure à S3. Rappelons brièvement ces structures impliquant cette direction de contraction. Ce sont :

- les chevauchements vers le Nord du socle sur la couverture près de Villard Notre Dame.
- les failles inverses Est-Ouest pentées de 45° vers le Sud-Est dans la même région et dans le massif du Grand Renaud.
- Les plis Est-Ouest près de Prégentil.
- les décrochements conjugués Nord 140 à Nord 160° dextres et Nord 170 à Nord 40° sénestres : Lac Vallon; Combe Nord du Grand Renaud, granite du Rochail.

Cette contraction Nord-Sud pourrait s'expliquer comme une "bavure" vers le Nord du grand déversement vers l'Ouest (lié à la déformation inhomogène par coin). En effet, la limite Nord-Ouest du coin épouse la direction d'un flanc Nord d'anticlinal de la limite socle-couverture. Avant le décrochement Nord 50 à Nord 70° la limite socle-couverture est donc fortement pentée vers le Nord-Ouest, et quand le mouvement décrochant se produit avec une contraction générale Est-Ouest, cela entraîne un chevauchement local vers le Nord du socle sur la couverture (Fig. 153).



- Fig. 153 - Carte schématique montrant la possibilité de chevauchement vers le Nord du socle sur la couverture le long du décrochement Nord 50 à 70° sénestre.

#### Région d'Allemond et des Aiguillettes :

Nous avons vu que la contraction apparente est plus grande au Nord qu'au Sud dans le massif des Aiguillettes. Il faudrait étudier les structures plus au Nord du massif pour savoir si un décrochement Nord 50 à 70° est res-

ponsable de cette contraction, d'autant plus qu'on retrouve aussi une ébauche de chevauchement vers le Nord-Ouest dans les coupes des Aiguillettes. On retrouverait ainsi peut-être une déformation inhomogène par coin comme celle que nous venons de décrire.

D'autre part entre les structures de la Côte Alamèle (ou du col du Poutran) et celles de Vaujany il y a une contraction très nette, également due à un décrochement Nord 140° sénestre bien visible sur la carte, avec plis d'entraînement associés.

Dans la même région, on peut aussi signaler une zone de failles Nord 50 à 70°, bordure de coin, marquée sur la carte, passant près de Rochetaillée. Ces failles pourraient être responsables des plongements anormalement forts de la linéation So/S2 le long de Belledonne, à moins que la limite socle-couverture (Nord 40°) soit elle-même un décrochement. On peut revoir à ce sujet le modèle de décrochements conjugués Nord 30 et Nord 50° décrits par F. Carme dans Belledonne et cités dans le paragraphe III-2-1-3

#### 2-1-5- Résumé et conclusions sur les déformations postérieures à la schistosité S2. Reconstitution de l'état déformé lors de l'apparition de cette schistosité S2.

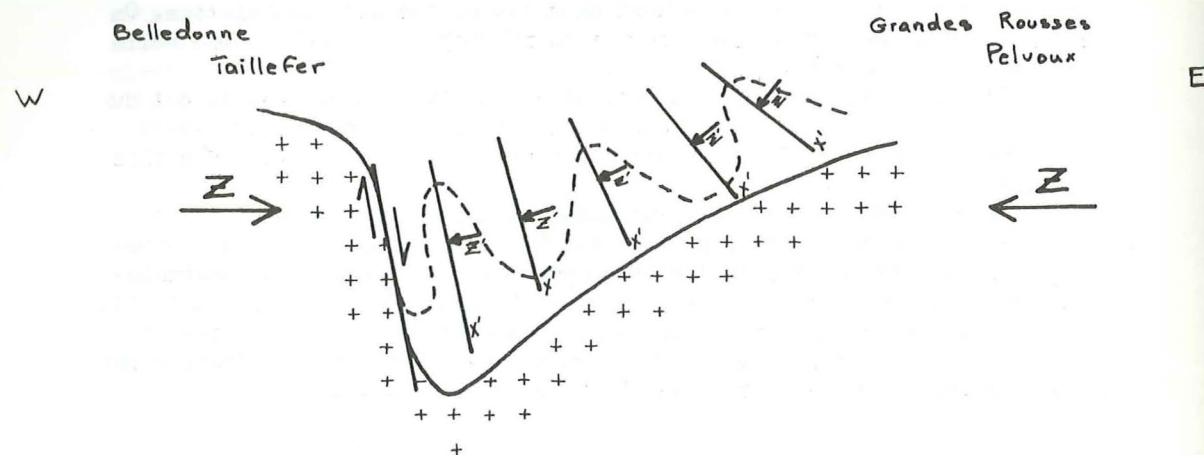
- Sur l'ensemble du Pelvoux, la schistosité de pli-fracture S3 se cantonne particulièrement aux abords des zones de décrochement Nord 40 à 60°. Sa direction implique une contraction Est-Ouest et peut être un léger mouvement dextre de ces décrochements.

- Les grandes failles méridiennes à mouvement vertical et contraction perpendiculaire n'apparaissent que dans la région Nord-Ouest, elles sont également associées à une contraction Est-Ouest et une partie de l'allongement vertical visible dans la partie Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans doit être synchrone de leur mouvement.

Les décrochements et les déversements de la schistosité S2 sont aussi associés à une contraction Est-Ouest dans la région Nord-Ouest du Pelvoux, une partie de l'allongement vertical, déversé sur la bordure Est du synclinal de Bourg d'Oisans peut leur être synchrone. Dans la région Sud du Pelvoux, les décrochements et déversements impliquent une contraction Nord-Sud, ils fonctionnent entre la formation des schistosités S2 et S3 et aussi après la formation de la schistosité S3.

- L'allongement vertical (ou dans un plan vertical perpendiculaire à S2 déversée) peut être synchrone à la fois des failles méridiennes (bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans) et du déversement de la schistosité S2 (bordure Est de ce synclinal). On peut aussi noter qu'avec un enfoncement dissymétrique de la couverture dans le socle, et donc une "surrection" de ce socle, les déversements de la bordure Est vont se traduire dans la bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans par une accumulation de matière contre la faille verticale (contact socle-couverture) avec un allongement maximal vertical (voir Fig. 154)





- Fig. 154 - Coupe transversale du synclinal de Bourg d'Oisans, répartition des X'Z' dans la couverture sédimentaire.

Cela tendrait à associer les déversements de S2 aux failles méridiennes à mouvement vertical et contraction perpendiculaire.

On peut aussi montrer que la plus grande partie de l'allongement vertical ne peut pas se produire au moment de l'apparition de la schistosité S2. En effet nous avons signalé l'existence de plans de S2 (dans les bancs compétents à remplissage minéral (Calcite et Quartz dans la région Nord-Ouest et uniquement Calcite dans la région Sud). L'apparition de ce remplissage est dû à la réfraction des plans de schistosité entre bancs de compétences différentes et au glissement le long des plans de schistosité des bancs incompétents. Mais ce remplissage qui ne peut donc apparaître qu'après la formation d'une schistosité, est incompatible avec un fort allongement vertical particulièrement aux charnières des plis (revoir Fig. 23 et paragraphe II-1-2). Cet allongement vertical est donc postérieur à l'apparition des plans de Calcite interschistosité et il provoque d'ailleurs un boudinage de ces plans de Calcite. Nous attribuerons donc la plus grande partie de cet allongement vertical dans la région Nord-Ouest du Pelvoux, aux déformations postérieures à l'apparition de la schistosité S2.

Dans cette région Nord-Ouest, nous avons daté relativement les déformations postérieures à la schistosité S2 de la plus ancienne à la plus récente :

- Les décrochements et les déversements de S2
- L'allongement maximal vertical (ou dans un plan vertical perpendiculaire à S2 déversé)
- Les failles méridiennes à mouvement vertical et contraction perpendiculaire
- La schistosité de pli-fracture.

Toutes ces structures admettent la même direction globale de contraction maximale (Nord 100°). Dans la conclusion générale nous les regrouperont dans un seul épisode appelé stade 3.

Dans la région Sud du Pelvoux, les déformations postérieures à la schistosité S2 n'ont pas la même direction globale de contraction maximale. On a :

- Une schistosité de pli-fracture S3 liée à une contraction Est-Ouest qui est peut-être la traduction au Sud de la grande contraction Est-Ouest visible dans le Nord-Ouest.
  - Mais aussi une contraction Nord-Sud qui apparaît entre la formation de schistosité S2 et S3 et après la formation de cette schistosité S3.
- Cela se traduit dans cette région par une alternance de contractions de directions différentes, après l'apparition de la schistosité S2. On note successivement des directions de contraction Nord-Sud, Est-Ouest, Nord-Sud.

On va reconstituer l'attitude de la schistosité de flux S2 au moment de la déformation dite homogène en plan (stade 2) c'est-à-dire avant sa déformation par les diverses structures que nous venons d'étudier (stade 3) (qui ont provoqué une déformation inhomogène). Pour cela on "enlève" les déformations du stade 3 et on obtient une structure simple (Fig. 156). Les directions de la schistosité S2 sont disposées en arc dont la concavité est tournée vers l'Est et qui montre des directions variant de Nord 40° au Nord du synclinal de Bourg d'Oisans à Nord 150° au Sud du massif du Pelvoux, avec dans cette région un léger déversement vers l'Ouest qui n'apparaît pas au Nord. On peut remarquer que cette concavité pourrait aussi s'interpréter comme une virgation due à une déformation inhomogène par coin à grande échelle. Nous verrons dans la conclusion générale comment on peut concevoir la genèse de la schistosité S2.



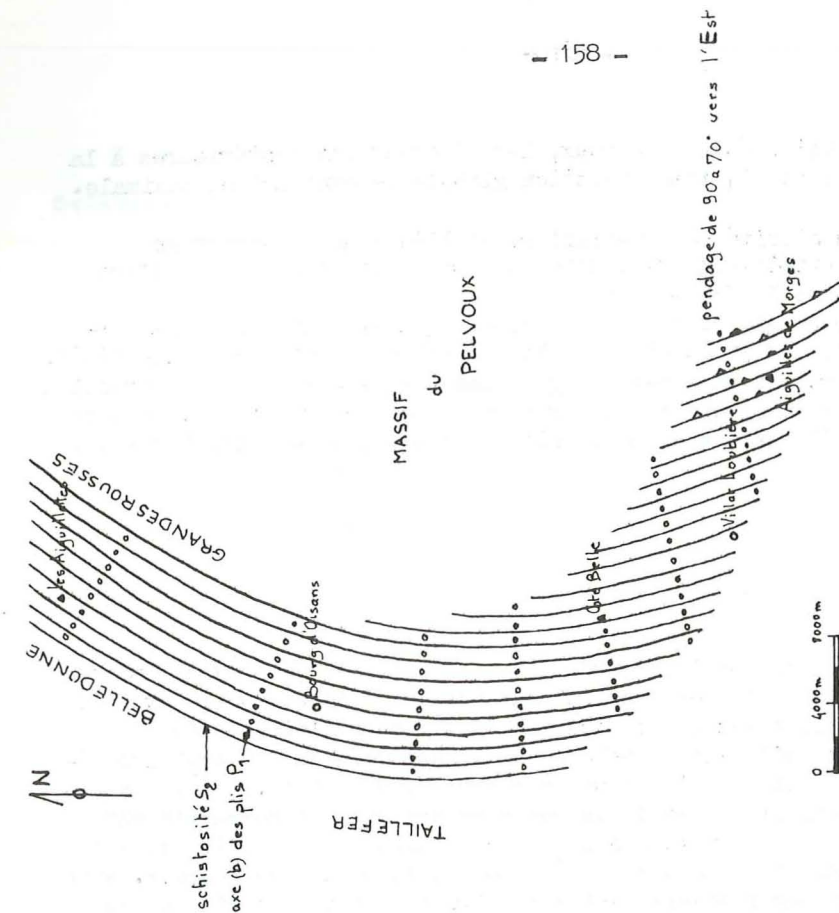


Fig 155 : Stade 2

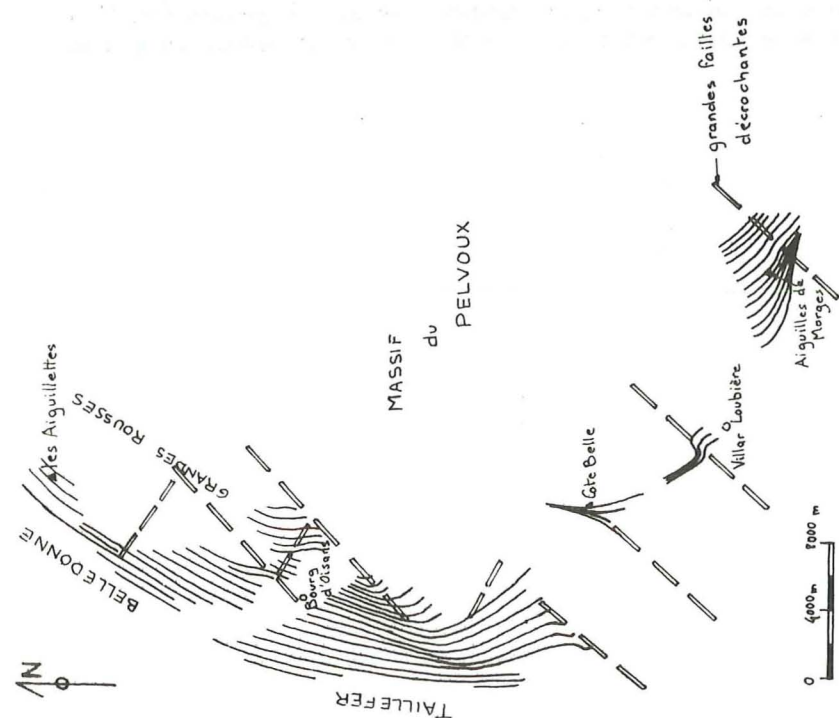


Fig 155 : Stade 3

- Fig. 155 et 156 - Etat des déformations de la schistosité S2 dans la couverture du massif du Pelvoux-Grandes Rousses aux stades 2 et 3.

## 2-2- Les structures témoignant d'une déformation antérieure à l'apparition de la schistosité de flux S2.

Nous avons indiqué, tout au long de l'étude, le plongement des axes (b) des plis P2 alternativement vers le Nord ou vers le Sud. Relativement faibles dans la région Nord-Ouest du Pelvoux, ces plongements deviennent progressivement de plus en plus importants en allant vers le Sud, avec des plis à axe (b) vertical et d'autres à plongement variable mais toujours penté vers le Sud dans le synclinal des Aiguilles de Morges.

Dans la partie Nord-Ouest du Pelvoux, l'allongement vertical dans le plan de schistosité recoupe indifféremment les plongements variables des plis P2. Il n'est pas possible d'admettre un plissement avec contraction parallèle à l'axe (b) des plis sans qu'il en reste des structures associées telles que des plis du remplissage de Calcite parallèles à la stratification ou toute autre structure traduisant une contraction. Or cela n'apparaît ni au Nord-Ouest ni au Sud du massif du Pelvoux. D'autre part un plissement passif sans contraction n'est pas vraisemblable dans ces régions. Il est donc indispensable d'admettre un plissement antérieur à la formation de la schistosité de flux S2. L'axe de ces plis P2 peut être déterminé par l'alignement des parties de plis P2 ayant le même plongement d'axe (b) (voir carte des plis). On remarque sur la carte où ces alignements ont été tracés, que leur direction est à peu près perpendiculaire à l'axe (b) des plis P2. Nous avons déjà signalé l'entrecroisement des plis de la limite socle-couverture actuellement Nord 70° et Nord 160° au niveau du Rochail mais ayant peut-être subi une rotation due à la déformation par coin.

De même dans une région située au Sud-Ouest du massif du Pelvoux, J. Aprahamian (1968) a mis en évidence un entrecroisement de plis à axe (b) subperpendiculaire en carte (Nord 70° et Nord 160°). On peut en outre paralléliser cela aux structures superposées bien connues en Dévoluy.

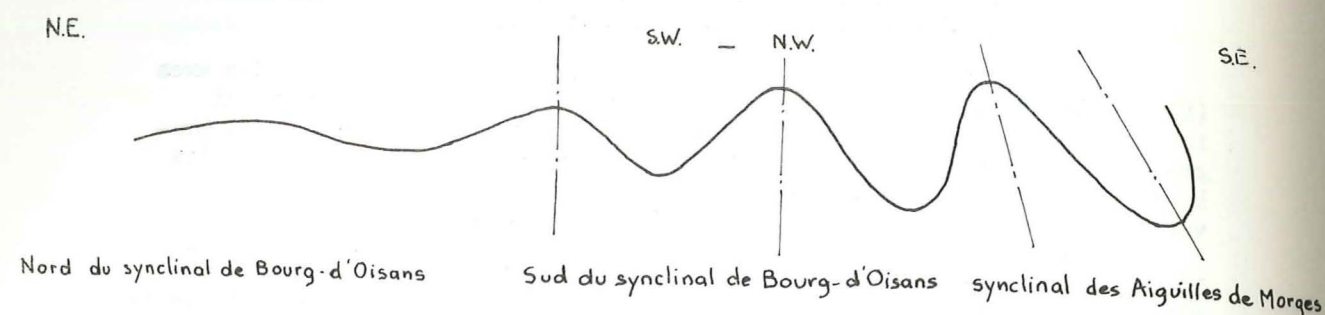
Si on considère, non plus la carte des plis mais la Fig. 156, rétablissant l'attitude de la schistosité S2 au moment de sa formation, on s'aperçoit que ces axes de plis P1 sont subparallèles sur l'ensemble du Pelvoux et de direction à peu près Est-Ouest. Les quelques variations se trouvent au Nord de la Côte Alamèle et dans le synclinal des Aiguilles de Morges.

- Au Nord de la Côte Alamèle, les plis P2 ont été considérés comme Nord 30 à 40° à leur formation, alors qu'ils étaient peut-être plus méridiens à l'origine et qu'ils ont subi une rotation lors du stade 3, soit due à l'applatissage contre la limite couverture-socle (Belledonne), soit due à un jeu de décrochements dextres Nord 60 à Nord 40° (parallèles à cette limite socle-couverture).

- Dans le synclinal des Aiguilles de Morges, il est possible que la direction des anciens plis P1 Est-Ouest actuellement Nord 70° (on considère l'alignement des plis à axes verticaux du Nord du synclinal) ait été localement déformée par un décrochement Nord 40° sénestre puisque, à ce moment, la contraction était Nord-Sud.

On remarque également en faisant une coupe longitudinale aux plis P2 droits (ou redressés, en enlevant les déformations postérieures à la schistosité S2) que l'alternance du plongement des axes (b) des plis P2 vers le Nord et vers le Sud n'apparaît plus au Sud du Pelvoux où il n'existe que des plis P2 à axes verticaux ou à plongement variable vers le Sud. Cela pourrait s'interpréter comme un déversement vers le Nord des plis P1 (à peu près Est-Ouest) dans la région Sud du Pelvoux (voir Fig. 157).





- Fig. 157 - Variation du plongement des axes (b) des plis P2 dans une coupe longitudinale à ces plis.

### 2-3- Résumé de l'ensemble des déformations étudiées.

Ces déformations ont été conditionnées par le jeu de grands décrochements Nord 40 à Nord 70°, ayant fonctionné avec un mouvement dextre ou sénestre variant dans l'espace et dans le temps.

Un premier stade est caractérisé par l'apparition de plis de direction à peu près Est-Ouest sur l'ensemble des massifs. Leur plan axial est vertical au Nord-Ouest, peut-être un peu déversé vers le Nord près de la bordure méridionale du Pelvoux. L'amplitude de ces plis augmente en allant du Nord-Ouest vers le Sud. Leur direction a subi localement une déviation allant jusqu'à Nord 70° près des failles décrochantes Nord 40 à Nord 50° sénestres.

Au cours d'un deuxième stade, il y a formation de plis à schistosité de flux S2 de plan axial, dont la direction varie de Nord 40° au Nord-Ouest à Nord 150° au Sud du Pelvoux. Ces plis sont droits au Nord et légèrement déversés vers l'Ouest dans la région méridionale du Pelvoux. La direction d'allongement maximal des objets déformés est parallèle à l'axe (b) des plis, quel que soit le plongement des axes charnières.

Ensuite, lors d'un troisième stade, les directions et les valeurs de la contraction varient dans le temps entre les régions Nord-Ouest et Sud du Pelvoux.

- Au Nord-Ouest du massif du Pelvoux (synclinal de Bourg d'Oisans), l'ensemble des structures postérieures à la schistosité S2 témoigne d'une contraction Z3 Est-Ouest (Nord 100°). Cela se traduit de plusieurs façons.

- la schistosité S2 montre des variations d'attitude, liées à des déversements et des chevauchements vers l'Ouest qui sont limités (en forme de coin) par des décrochements Nord 50 à 70° dextres, et Nord 110 à 140° sénestres. Cela apparaît principalement près de la bordure Est du synclinal de Bourg d'Oisans.

- de grandes failles méridiennes à mouvement vertical et contraction perpendiculaire, s'engagent dans le plan de schistosité S2, ceci essentiellement près de la bordure Ouest du synclinal.

- corrélativement à ces structures, la direction d'allongement maximal se trouve modifiée, elle devient verticale (bordure Ouest) ou située dans un plan vertical (X'3 Z'3) (bordure Est).

- légèrement postérieure au déversement de S2 mais contemporaine du fonctionnement de certaines failles méridiennes, il apparaît également une schistosité de pli-fracture S3. Celle-ci ne se manifeste que dans les zones où la schistosité S2 est suffisamment déversée pour qu'elle puisse être plissée avec une direction de contraction maximale Nord 100° horizontale, c'est-à-dire près de la bordure Est du synclinal de Bourg d'Oisans. Près de la bordure Ouest, ce mouvement se traduit par une accentuation des glissements verticaux parallèles à S2.

- Succédant à la schistosité S3, des failles normales qui affectent surtout le socle, ont pu fonctionner sans déformer sensiblement les structures de la couverture sédimentaire.

- Dans les régions Sud du Pelvoux, les déformations postérieures à la schistosité de flux S2 montrent une alternance de direction maximale de contraction Nord-Sud et Est-Ouest.

- Après la formation de S2, une direction Nord-Sud de contraction se traduit par des décrochements Nord 40 à 50° sénestres avec déversement de S2 et chevauchement vers le Sud (Sud-Est et Sud-Ouest). La schistosité de flux reste néanmoins plan axial des plis déformés, la direction d'allongement maximal reste parallèle à l'axe (b) des plis.

- Ensuite, apparaît une schistosité de pli-fracture S3 de direction méridienne, sur toutes les zones où S2 a été déversée. Les directions d'allongement, principalement traduites par des stries, sont comme dans les régions Nord-Ouest, verticales ou situées dans le plan vertical (X'3 Z'3).

- Il y a enfin, à nouveau, une direction Nord-Sud de contraction, déformant (et accentuant) la schistosité de pli-fracture par un décrochement sénestre des grandes failles Nord 40 à Nord 50° et par une augmentation du déversement vers le Sud des structures. Il s'ensuit une rotation de la schistosité S3 dont la direction devient moins méridienne. La schistosité S2 est également déformée, sa direction devient encore plus transversale (jusqu'à Nord 110°) et son pendage plus faible (jusqu'à Nord 40°).

Dans cette hypothèse de succession d'événements tectoniques, le jeu sénestre des décrochements Nord 40 à Nord 50° près de la bordure Sud du Pelvoux doit se traduire par une rotation (dans le sens inverse de celui des aiguilles d'une montre), de l'ensemble de ce massif par rapport à Belledonne-Grandes Rousses : c'est bien ce que semblent montrer les études récentes sur le paléomagnétisme de Westphal (1973).



### 3 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DE LA REGION DE REMOLLON.

#### 3-1- Introduction.

La structure géologique de la zone de Remollon présentée au chapitre II, a toujours été interprétée comme un demi-dôme à cause de sa forme extraordinairement régulière et de ses affleurements de cristallin en son centre.

Si l'on considère cette région comme un dôme, les mesures de schistosité et de fracturation devraient nous permettre de choisir entre les deux hypothèses suivantes :

- Ou bien le plan de schistosité S2 est contemporain de ce bombement et doit dans ce cas épouser cet aspect de dôme.

- Ou bien le clivage schisteux est plus ancien que le dôme et se trouve donc déformé par cette surrection cristalline.

Il n'est pas concevable d'envisager un troisième cas où la schistosité serait postérieure à cette montée cristalline.

Or les mesures de schistosité et de fracturation effectuées dans toute cette région montrent que cette grande structure est recoupée de façon assez homogène par ces différents objets structuraux, avec toutefois quelques légères ondulations essentiellement dans la partie Nord-Est.

Pour répondre à de tels problèmes, nous nous sommes heurtés à la difficulté du choix des mesures, donc du choix du niveau stratigraphique en raison de la superficie de cette région. En effet, les niveaux inférieurs du Trias au Lias sont trop homogènes et souvent trop calcaires. Les niveaux supérieurs marneux du Callovo-Oxfordien ("Terres Noires") sont aussi trop homogènes mais à l'inverse, trop argileux ; cela se traduit par des objets structuraux confus, foisonnants et glissés. Seule la ceinture du Dogger constitue un niveau repère intéressant. C'est ce niveau qui sera notre référence à cause de sa position géologique et cartographique, et aussi de ses relations avec la schistosité en raison de l'alternance de bancs durs et tendres.

#### 3-2- Mise en évidence du pli de Remollon.

L'étude entreprise nous a permis de dégager dans cette région une grande structure en pli. En effet, de très nombreux arguments permettent de façon irréfutable d'étayer cette thèse, tels que :

- La position de la stratification
- La similitude avec le pli chevauchant de la Saulce
- La schistosité S2 : sa réfraction et sa position par rapport à la stratification
- Des plis d'entraînement
- La direction et le plongement de la linéation (b) d'intersection stratification-schistosité
- Des étirements.

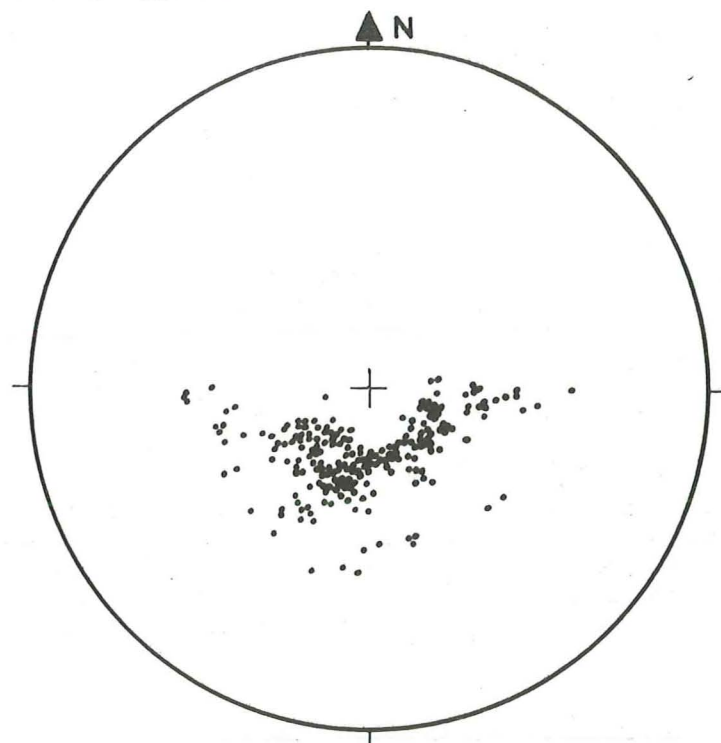
##### 3-2-1- Position de la stratification.

La répartition des pôles de stratification de toute cette région, sur le stéréogramme de la Fig. 101, est homogène. Prise comme telle, elle confirme une structure en dôme. En fait, il s'agit de mesures correspondant à toute cette surface de 400 à 500 km<sup>2</sup> qui, postérieurement ou contemporai-



nement à sa formation en "dôme" a été sérieusement perturbée. Il y a de très nombreuses failles généralement décrochantes, des zones de chevauchements comme la Saulce, Gigors, Bellafaire et la vallée du Grand Vallon, ainsi qu'un grand effondrement décrochant dans la vallée de l'Avance. Il est donc normal que toutes ces mesures conduisent statistiquement sur un stéréogramme à une répartition homogène.

Compte tenu de ce que nous avons dit précédemment sur notre niveau repère, nous ne considérerons ici que les mesures effectuées sur cette ceinture du Dogger, non comprise la région du chevauchement de la Saulce que nous verrons plus loin. Ces mesures de stratification seule, portées sur le stéréogramme de la Fig. 158 nous montrent une répartition qui s'apparente grossièrement à une allure en cône.



Wulff hémisphère inférieur.

- Fig. 158 - Stéréogramme montrant les pôles des plans de stratification du Bajocien de la région de Remollon exceptées les mesures de la région de la Saulce.

Cette région, au niveau du Dogger, depuis le lieu-dit Trébaudon, situé à 1,5 kilomètre au Nord de Curbans, jusqu'au Sud du village le Sauze, ressemble donc, de façon peu convaincante, à une forme de pli conique.

### 3-2-2- Pli de la Saulce.

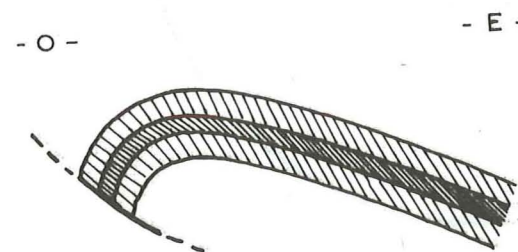
Une petite étude comparative de cette région vis à vis de toute la structure de Remollon semblait intéressante car cette écaille chevauchante en forme de pli possède une schistosité identique en qualité et attitude à celle du "dôme".

Ainsi comme nous l'avons vu au chapitre II - Fig. 102, les pôles des stratifications du Dogger de cette région se répartissent sur un grand cercle de direction Nord 178° plongeant vers le Nord de 40°. Sur ce grand

cercle se trouvent les pôles de la schistosité de direction Nord 160-180° pentée vers l'Est de 70°.

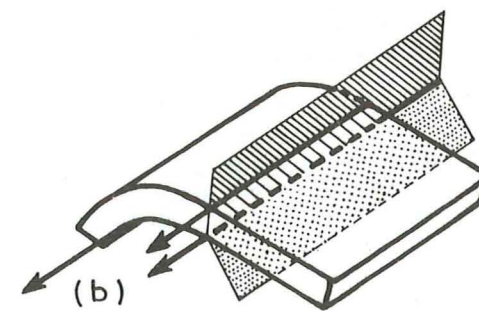
Les mesures de la Fig. 109, répertoriées sur la Fig. 108, nous montrent l'attitude de cette schistosité par rapport à la stratification lors d'une coupe Ouest-Est subperpendiculaire à l'axe du pli. Dans les diagrammes 1 à 5, on remarque l'obliquité de la schistosité par rapport à la stratification, ainsi que la position du clivage dans les bancs tendres, qui est plus proche de la stratification que dans les bancs durs. Puis (diagrammes 6 et 7) la schistosité s'éloigne de la stratification et se trouve même perpendiculaire à celle-ci (diagramme 8) alors que la réfraction est inexistante. Enfin dans le diagramme 9 la schistosité redevient oblique par rapport à la stratification ; une réfraction existe à nouveau entre le clivage des bancs tendres et des bancs durs. Ajoutons qu'au diagramme 11 la schistosité des bancs tendres est plus verticale que celle des bancs durs car elle est plus proche de la stratification.

Cette région s'interprète donc comme un pli à schistosité de plan axial, chevauchant et déversé vers l'Ouest (Fig. 159).



- Fig. 159 - Schéma montrant la position de la schistosité par rapport à la stratification dans le pli de la Saulce selon un profil perpendiculaire à son axe.

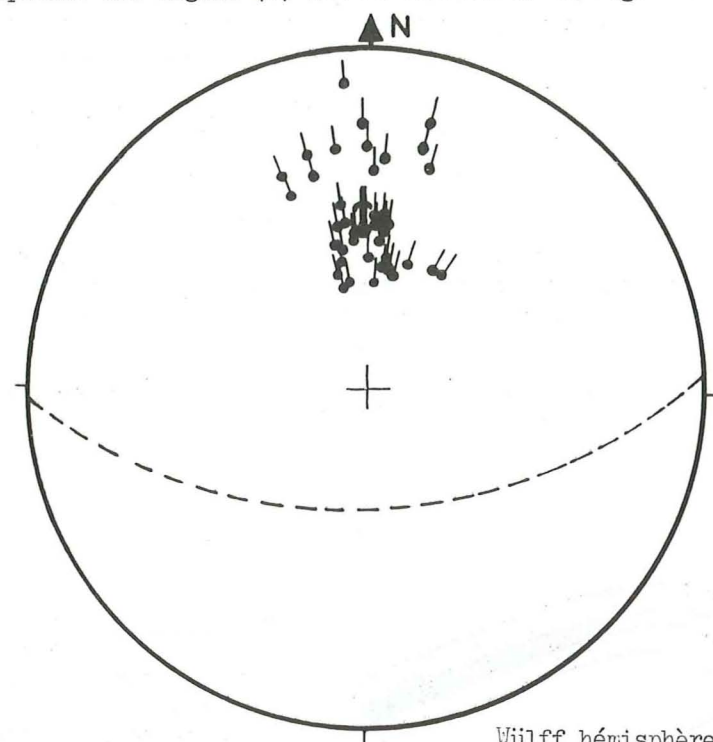
Un tel pli à schistosité de plan axial possède une direction et un plongement d'axe parallèle à la ligne (b) puisque celle-ci représente l'intersection des trois plans stratification-schistosité bancs durs-schistosité bancs tendres (Fig. 160).



- Fig. 160 - Parallélisme entre la ligne (b) et l'axe du pli de la Saulce.



Ainsi la direction et le plongement de ce pli (Nord 175-180° Nord 40°) déterminés par les pôles de stratification (Fig. 102) correspondent au groupement des lignes (b) sur le canevas de la Fig. 161.



- Fig. 161 - Linéations (b) équivalentes à la direction et au plongement du pli de la Saulce.

Nous savons que la grande structure de Remollon ressemble à un cône très plat (Fig. 158). Aussi, il y a peut-être une relation entre le pli de la Saulce et cette grande structure. C'est dans ce sens que nous avons cherché à définir d'une façon rigoureuse l'attitude de la schistosité et ses relations avec la stratification.

### 3-2-3- Schistosité, réfraction et position par rapport à la stratification.

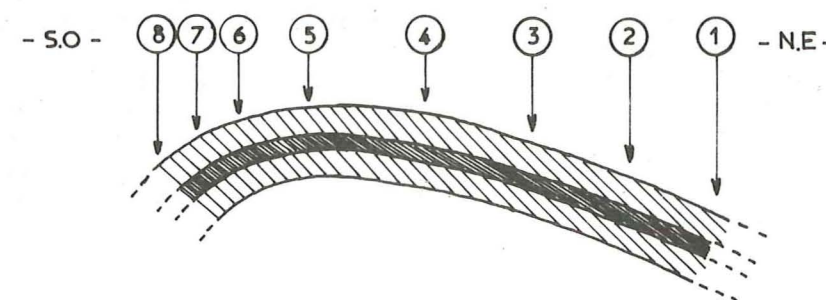
Nous avons pu voir au chapitre II que le plan de schistosité S2 est relativement régulier sur toute la région. Sur la carte de la schistosité il apparaît tout au plus une ondulation au Nord-Est ainsi que quelques variations locales qui peuvent s'interpréter comme des compartiments plus ou moins importants limités par des failles et ayant joué indépendamment par rapport à l'ensemble du massif. Néanmoins, nous avons observé une très nette évolution de la schistosité par rapport à la stratification, d'Ouest en Est, tout au long des affleurements du Dogger. Pour dégager clairement cette évolution, nous avons utilisé, au chapitre II, huit points très précis (Fig. 111) assez régulièrement espacés et répartis comme l'indique la Fig. 110. Notons que seule l'étude de ces huit points isolés ne serait pas significative, mais leur choix, établi après avoir défini la répartition générale de la schistosité sur toute la région les rend représentatifs.

Si l'on chemine d'Est en Ouest, le long du Dogger des environs de Remollon, la réfraction de la schistosité au passage des bancs durs et bancs tendres est très faible au point 1 ; puis elle augmente aux points 2, 3, et 4 pour être maximum en 4. Cette réfraction diminue ensuite au point 5 jusqu'à devenir nulle aux points 6, 7 et 8 ou tout du moins négligeable.

De plus on note aussi que la schistosité S2 est très proche de la stratification (So) au point 1. Elle s'en éloigne progressivement (points 2, 3, 4 et 5) jusqu'à être sensiblement perpendiculaire à elle aux points 6, 7 et 8.

Tout cela s'accorde très bien avec les idées précédemment émises sur la structure géologique de la région en forme de pli, ainsi qu'avec le pli chevauchant et déversé de la Saulce.

Nous avons donc ici aussi un pli à schistosité de plan axial déversé à l'Ouest, composé d'une charnière (points 6, 7 et 8) et d'un seul flanc (points 1, 2, 3, 4 et 5), comme le montre le schéma de la Fig. 162.



- Fig. 162 - Schéma montrant la répartition de la schistosité dans le pli de Remollon sur une coupe perpendiculaire à son axe.

La direction et le plongement de ce pli sont donc, si l'on examine la carte de la linéation (b), environ Nord 150°- Nord 25°.

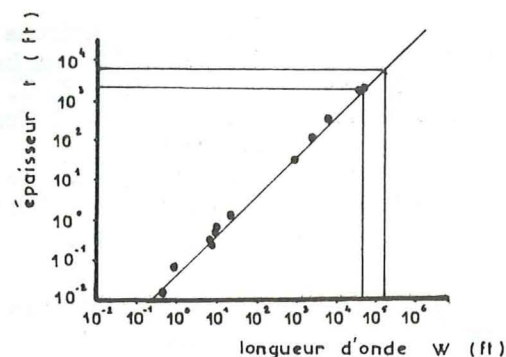
Ce pli a une très grande longueur d'onde et une faible amplitude. La section Tallard-Chorges sensiblement perpendiculaire à son axe ne représente pas moins de 20 kilomètres et n'est pas en fait la véritable longueur d'onde, mais plutôt une demi-longueur d'onde puisque ce pli ne possède qu'un flanc et la charnière. On peut donc sans risque affirmer qu'elle est supérieure à 20 kilomètres et doit être de l'ordre de 40 kilomètres et cela au niveau du Dogger.

Il est à noter que l'on peut, par d'autres voies, approcher ce problème de la longueur d'onde :

Currie, Patnode et Trump (1962) ont mesuré de nombreux systèmes de plis dans la nature à différentes échelles et ont donné un abaque expérimental sur la longueur d'onde des plis en fonction de l'épaisseur.

Il semble qu'il y ait une différence très importante entre celle du pli de Remollon et celle du pli de la Saulce. Les séries de la Saulce et de Remollon sont sans commune mesure. En effet, celle de Remollon a été évaluée par O. Gariel (1959) à 2200 mètres en dehors des Terres Noires, alors que celle de la Saulce, compte tenu des pendages, est équivalente à 400 ou 500 mètres.

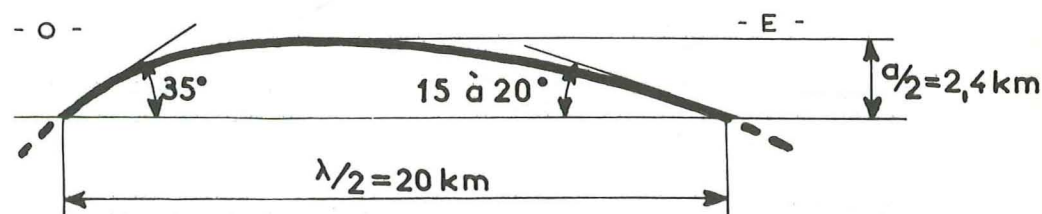




- Fig. 163 - Relation d'épaisseur avec la longueur d'onde des plis. D'après Currie, Patnode et Trump (1962).

Cela nous donne pour Remollon une longueur d'onde de 40 kilomètres (120 000 ft) et de 4,5 kilomètres (14000 ft) pour la Saulce. Ces chiffres ne représentent qu'un ordre de grandeur. Ils ne sont cependant pas incompatibles avec les faits et expliquent les dimensions du pli de Remollon et de celui de la Saulce que l'on peut ainsi considérer comme une annexe (ou pli d'entraînement) au flanc de la grande structure.

Quant à l'amplitude, on peut en avoir une idée puisque la série du Trias au Dogger est équivalente à 2200 mètres et ne représente qu'une demi-amplitude, puisque la section d'Ouest en Est est comparable à une demi-longueur d'onde. Une construction très schématique indépendante des failles, mais tenant compte des pendages dans le plan considéré (Ouest-Est) nous donne des valeurs comparables (Fig. 164).



- Fig. 164 - Construction de la demi-amplitude ( $a/2$ ) et de la demi-longueur d'onde ( $\lambda/2$ ) pour le pli de Remollon.

### 3-2-4- Plis d'entraînement.

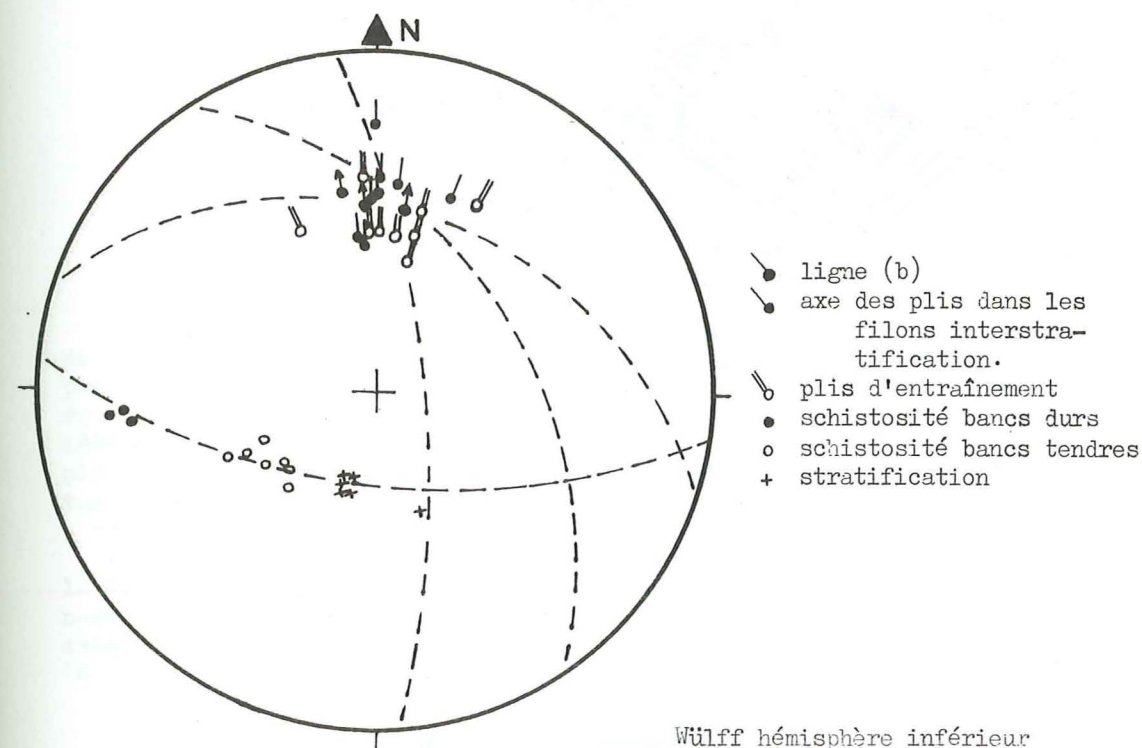
Les mesures systématiques sur le terrain ont permis de découvrir des plis de l'ordre de un à quelques mètres d'amplitude. Ces plis, notamment sur l'affleurement de Montgardin, sont dissymétriques, c'est-à-dire qu'ils possèdent un flanc court et un flanc long. Il existe deux zones où l'on peut observer ces types de plis :

- Zone Nord de Lettret (coordonnées  $x:896,4 - y:248,0$ ) : Nous avons vu au chapitre II qu'il avait été possible de mesurer un pli d'environ un mètre d'amplitude et de deux mètres de longueur d'onde. Ce pli, proche de la charnière principale de la grande structure, est assez peu dissymétrique. Les mesures de stratification ont permis de construire son axe (chapitre II - Fig. 105) de direction Nord  $160^\circ$  pour un plongement vers le Nord de  $20^\circ$ , ce qui est tout à fait équivalent aux direction et plongement du pli de Remollon. La schistosité à ce niveau (Nord  $125$  à  $140^\circ$  pour un plongement vers le Nord de  $60^\circ$ ) est de plan axial. Sur le stéréogramme de la Fig. 105, le pôle de ce plan se situe sensiblement sur le grand cercle du pli.

Nous avons là tous les arguments pour interpréter ce pli comme un pli d'entraînement.

- Zone de Montgardin (coordonnées  $x:909,8 - y:257,7$ ) : Nous avons précédemment décrit (chapitre II) au Nord du village de Montgardin un certain nombre de plis dissymétriques déversés vers l'Ouest donc à regard et flanc court à l'Ouest, de direction Nord-Sud, plongeant de  $30$  à  $40^\circ$  vers le Nord (Fig. 106). Ces plis se situent sur le flanc du grand pli de Remollon dans une zone où la schistosité est oblique par rapport à la stratification et où la réfraction du clivage n'est pas négligeable.

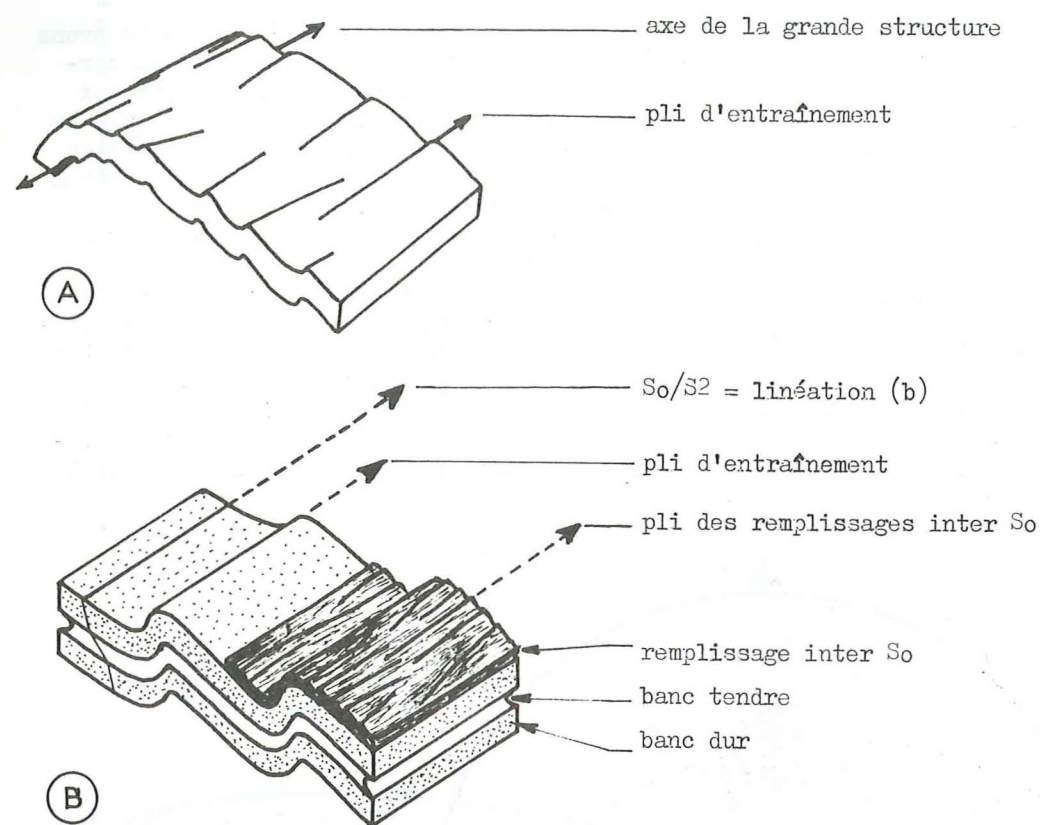
Nous avons porté sur le stéréogramme de la Fig. 165 les mesures de ces plis, faites directement sur l'affleurement, ainsi que les stratification, schistosité et ligne (b) prises à proximité, mais hors de ces plis. Les intersections des plans schistosité bancs durs-schistosité bancs tendres et stratification, ainsi que les lignes (b) mesurées directement sur le terrain se trouvent dans la même position que le groupement des plis. On peut voir, toujours dans ce même diagramme, que les filons de glissement situés dans le plan de stratification, décrits au chapitre II, ici nettement plissotés, et mesurés directement sur le terrain, se disposent toujours dans le même groupement (Fig. 165).



- Fig. 165 - Stéréogramme interprétatif des plis d'entraînement de Montgardin au flanc du grand pli de Remollon.

Tout cela démontre parfaitement les plis d'entraînement et confirme ainsi la valeur de pli de la grande structure de Remollon (Fig. 166).





- Fig. 166 - Position d'ensemble (Fig. A) et de détail (Fig. B) des plis d'entraînement.

La position de ces plis au sommet du Dogger, à la limite des Terres Noires est tout à fait normale. Nous savons que la série stratigraphique est composée d'un puissant niveau de Lias de comportement essentiellement compétent et d'une très épaisse quantité de Terres Noires incompétentes. Entre les deux se situe le Dogger. Les témoins analysables des cisaillements, glissements... se sont donc automatiquement manifestés dans ce niveau intermédiaire et plus exactement au sommet du Dogger (Fig. 167). Les déformations dans les Terres Noires sont nombreuses, confuses, donc très peu exploitables. Dans le Trias et le Lias elles sont au contraire faibles ou matérialisées par des fractures de type plus fragile.

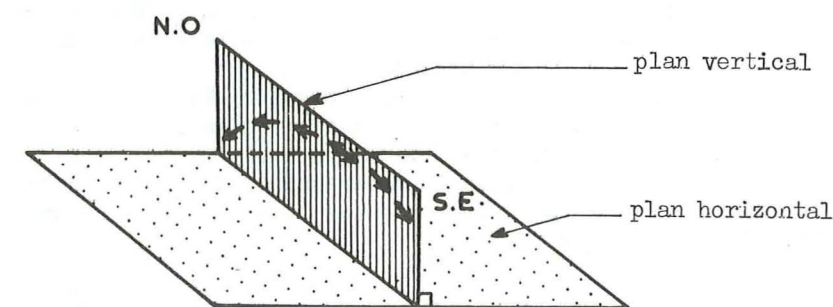


- Fig. 167 - Position des plis d'entraînement au sommet du Dogger.

### 3-2-5- Attitude de la linéation (b).

Cette linéation (b) d'intersection schistosité-stratification matérialise en tous lieux l'axe du pli de Remollon. Si l'on examine sur carte cette ligne (b), on s'aperçoit qu'il y a des variations de direction et de plongement.

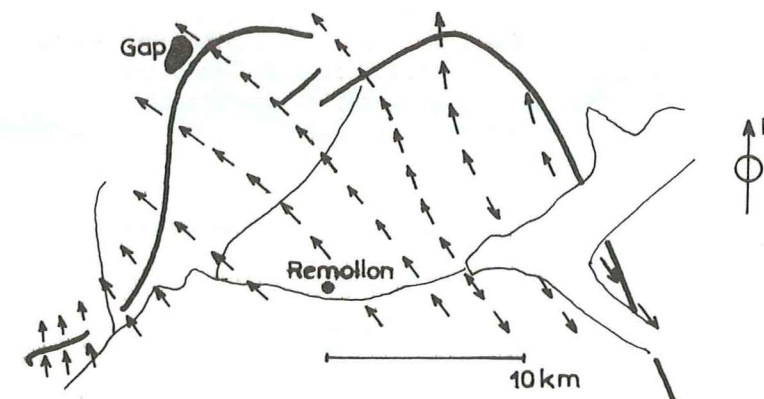
3-2-5-1- Plongement de (b) : Cette ligne plonge vers le Nord-Ouest au Nord-Ouest de la grande structure. Au centre de la région, elle tend à être horizontale et même légèrement vers le Sud-Est au Sud-Est comme le montre le petit schéma de la Fig. 168.



- Fig. 168 - Variation du plongement du pli de Remollon (ligne b) dans un plan vertical Nord-Ouest-Sud-Est.

Compte tenu du contexte géologique régional, à savoir l'existence de plis Est-Ouest d'âge Crétacé supérieur-antésénionien dans le Dévoluy principalement, et de plis Nord-Ouest-Sud-Est dans le Diois (probablement équivalents à celui de Remollon), on peut s'attendre à ce qu'il y ait des interférences de plissements qui soient ici la cause des variations de plongement. Dans ce cas, le pli de Remollon interférerait avec des structures Est-Ouest situées plus au Nord.

3-2-5-2- Variations de direction de la ligne (b) : Sur la carte de la linéation (b), et en dehors des plongements de cette ligne, nous constatons une variation notable de sa direction au Sud de Chorges ainsi que vers la zone de la Saulce comme le montre le schéma de la Fig. 169. Nous verrons au paragraphe 3-3 l'interprétation que l'on peut en donner.



- Fig. 169 - Variation de la direction de la linéation (b) dans la région de Remollon.



### 3-2-6- Conclusion.

La grande structure de Remollon interprétée jusqu'à présent comme un dôme est en fait un vaste pli. Un certain nombre d'éléments nous ont permis de prouver ce fait. A tous ces faits s'en ajoutent d'autres tels que les allongements qui, comme on peut le voir au chapitre II, sont réguliers et toujours confondus avec l'axe (b) du pli.

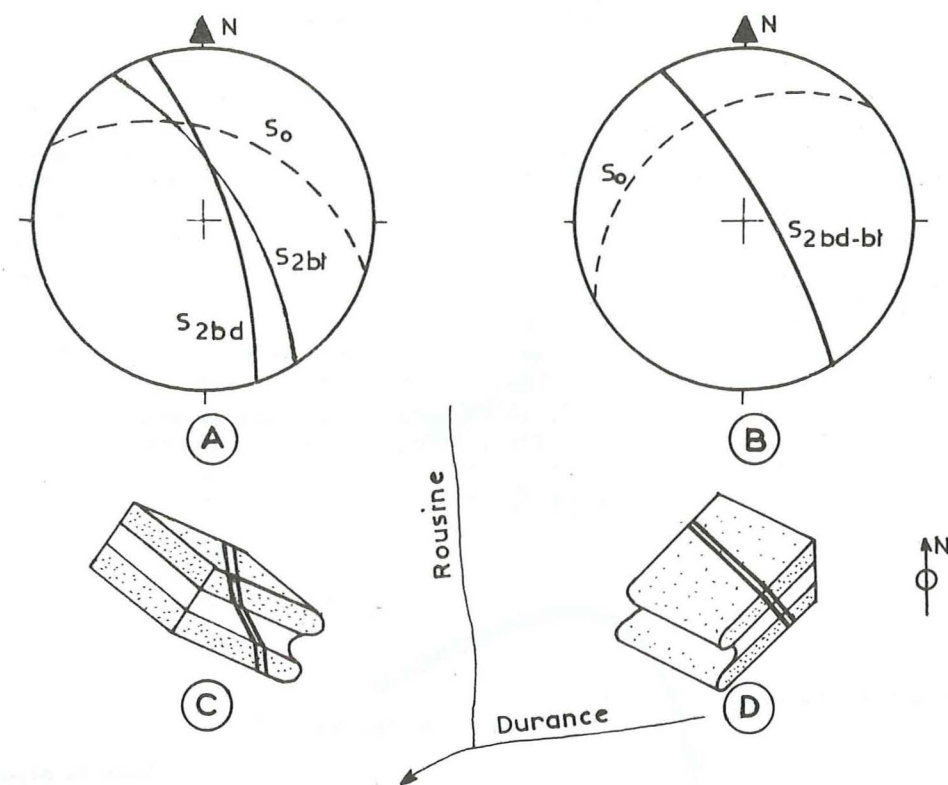
La direction et le plongement de ce pli, matérialisés par la linéation (b) montrent un certain nombre de variations. Nous avons vu précédemment que ce plongement était probablement dû à une intersection de plissements. Les proches régions du Diois, du Dévoluy et du Pelvoux Sud-Ouest possèdent des plis anciens Crétacé supérieur-anté Sénonien de direction Est-Ouest sans schistosité, et des plis plus récents de direction Nord-Sud à Nord-Ouest-Sud-Est à schistosité.

En fait la direction Nord-Ouest-Sud-Est du pli de Remollon est une direction moyenne global qui intègre toutes les linéations (b) figurées sur la carte. Or il apparaît, sur cette carte et sur le petit schéma de la figure précédente, des variations continues (Sud de Chorges) et discontinues (Nord-Est de la Saulce) qui témoignent d'une déformation postérieure à la formation du pli de Remollon.

### 3-3- Déformation postérieure au pli de Remollon ou déformation discontinue.

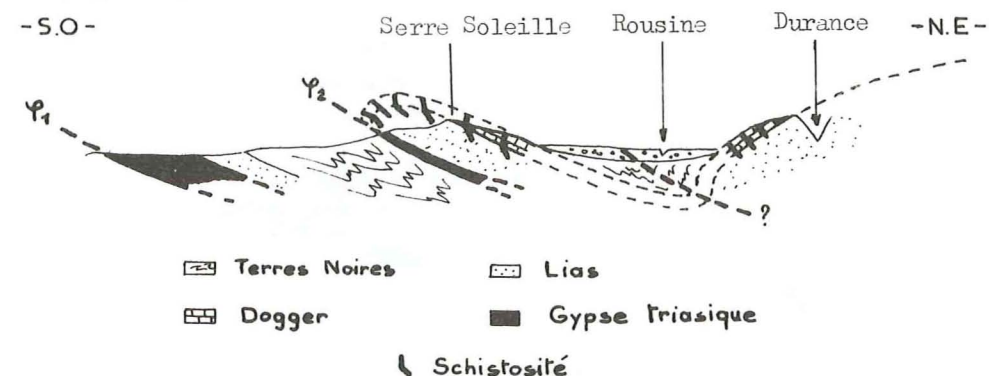
#### 3-3-1- Dispersion de l'axe (b) au Nord-Est de la Saulce.

Nous avons vu au chapitre II qu'il y avait à ce niveau une variation des linéations (b) en l'espace de 1,5 kilomètre (largeur de la vallée) ainsi qu'une variation des stratifications. En effet, rappelons qu'à l'Ouest de la rivière Rousine, les directions de la ligne (b) (axe du pli de la Saulce) sont pratiquement Nord-Sud, alors qu'à l'Est de la rivière Rousine (au Sud de Tallard), elles sont Nord 150 à 160°. De même, le stéréogramme de la Fig. 103 (chapitre II), ainsi que la carte des stratifications, montrent bien cette variation, alors que nous pensions mettre en évidence un synclinal très ample, tel qu'il est suggéré sur la carte géologique au 1/80 000 (feuille Gap), entre l'anticlinal chevauchant de la Saulce et l'anticlinal de Remollon. Cette variation est tout autant frappante lorsque l'on considère l'attitude de la réfraction de la schistosité et sa position par rapport à la stratification. Nous avons vu précédemment qu'au point 8 de la Fig. 111, situé au lieu-dit Trébaudon, immédiatement à l'Est du confluent Rousine-Durance, et cela jusque vers le hameau de Chaffrois (environ du point 5 de cette même figure), la réfraction est nulle et la schistosité subperpendiculaire à la stratification. Immédiatement à l'Ouest de la rivière (diagramme 1 de la Fig. 109), la schistosité avec réfraction est oblique à la stratification (Fig. 170).



- Fig. 170 - Stéréogrammes et blocs diagrammes schématiques montrant la répartition des plans de stratification et de schistosité de part et d'autre de la rivière Rousine :  
- A et C à l'Ouest  
- B et D à l'Est.

Il y a donc au niveau de cette vallée un accident très plat ou un synclinal très pincé responsable de la déformation ou variation rapide de la stratification, de la schistosité et des linéations (b) qui leur sont liées (Fig. 171).



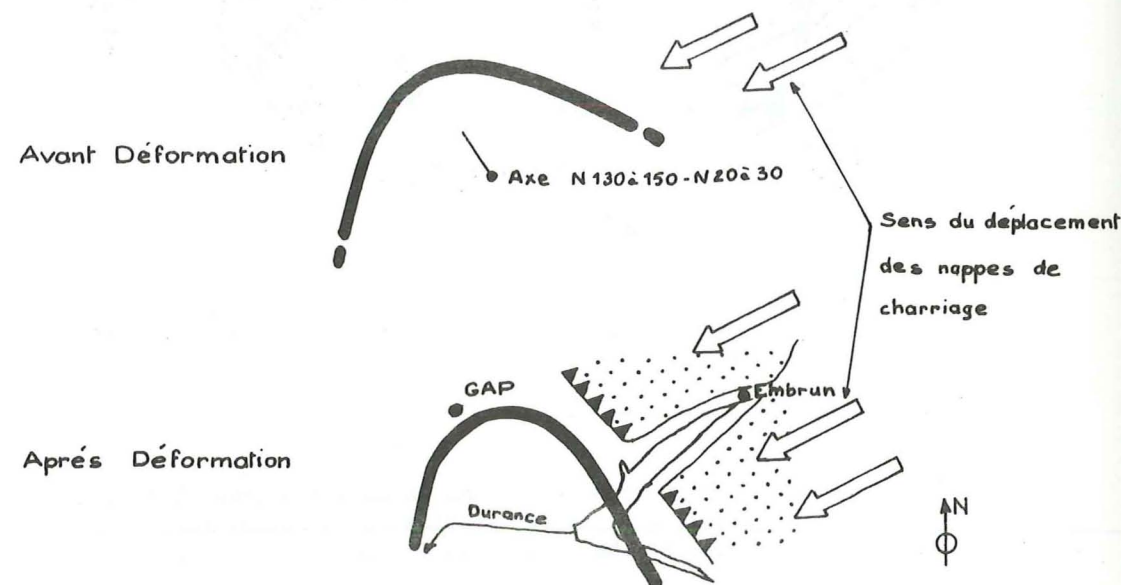
- Fig. 171 - Schéma montrant le style du Sud-Ouest de la région de Remollon.  
-  $\gamma_1$  contact anormal de Barcillonnette  
-  $\gamma_2$  contact anormal de la Saulce.



### 3-3-2- Déformation du pli de Remollon.

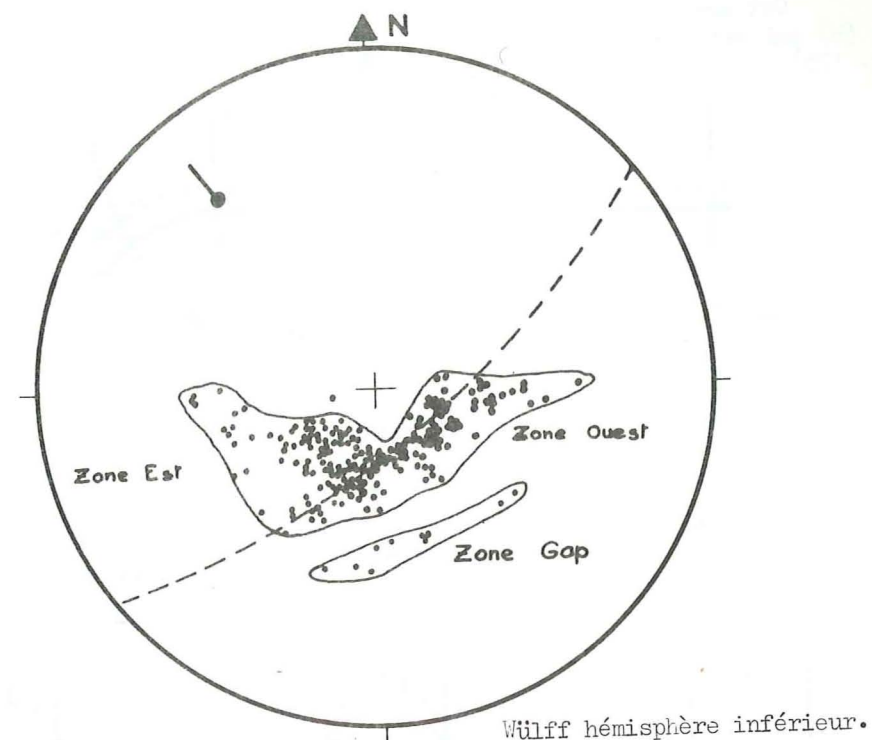
Cette déformation du pli de Remollon s'analyse parfaitement en considérant uniquement sur canevas les différentes répartitions des pôles de stratification du Dogger, exceptés ceux de la zone du chevauchement de la Saulce. Le diagramme de la Fig. 158 montre comme nous l'avons déjà signalé précédemment qu'il est difficile de situer les pôles de stratification sur un grand ou petit cercle. Mais nous avons établi, compte tenu de la direction moyenne de la linéation (b), que ce pli possédait une direction Nord 130 à 150° et qu'il a été ultérieurement déformé. Nous savons, toujours grâce à la ligne (b), que la zone la plus déformée se situe au Nord-Est, c'est-à-dire au Sud de Montgardin-Chorges.

Par hypothèse on peut penser que cette déformation pourrait être due aux nappes de charriage venues approximativement de l'Est. Ainsi (comme nous le verrons au Sud du Pelvoux), la supercouverture des nappes de charriage infléchit, en une rotation dextre, vers le Sud-Ouest les matériaux sur lesquels elles arrivent. Il est concevable d'imaginer que originellement (du moins avant l'arrivée des nappes), les structures géologiques se situaient plus au Nord-Est (Fig. 172).



- Fig. 172 - Schéma hypothétique de la déformation du pli de Remollon sous l'influence des nappes de charriage.

Dans cette hypothèse nous tracerons un grand cercle correspondant à un pli primitif de direction et de plongement moyens, soit Nord 140° - Nord-Ouest 20° (Fig. 173).

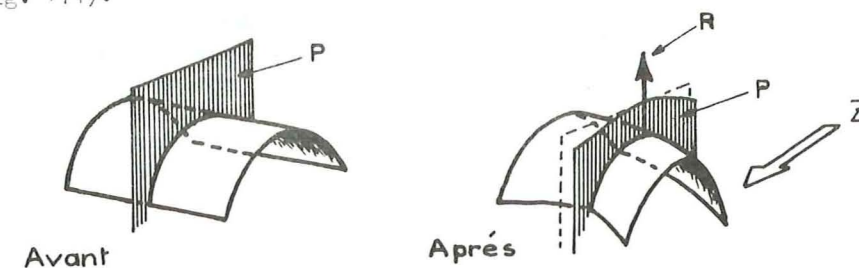


- Fig. 173 - Pli théorique moyen et répartition des pôles de stratification du Dogger avec leurs différents secteurs sur un stéréogramme.

On note sur ce stéréogramme que les pôles de stratification de la zone Ouest, c'est-à-dire au Sud de Gap, s'organisent à peu près sur la guirlande correspondant au pli théorique, alors que ceux de la zone Est s'en écartent. Ils paraissent se situer sur une guirlande d'axe plus méridien. Ajoutons enfin que les pôles de stratification situés à proximité immédiate de Gap s'éloignent de cette guirlande théorique, à cause de leur fort pendage, tout en restant à peu près parallèles à celle-ci.

Ces remarques sur la répartition des pôles de stratification par rapport à un pli théorique Nord 130° - Nord-Ouest 20° s'accordent donc bien avec une rotation dextre (déterminée par les nappes de charriage), du moins pour le flanc Est.

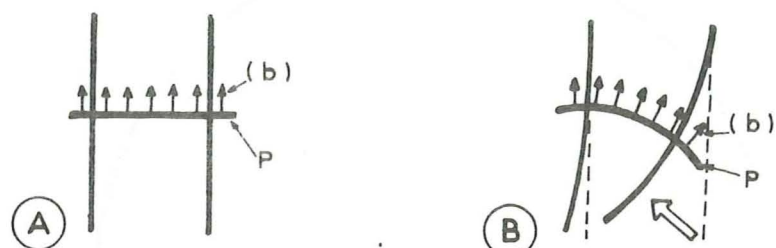
Soit un plan P perpendiculaire à l'axe du pli. Ce plan lors de la déformation va se modifier en même temps que lui autour d'un axe de rotation (Fig. 174).



- Fig. 174 - Déformation d'un plan P, perpendiculaire à un pli, autour d'un axe de rotation R.

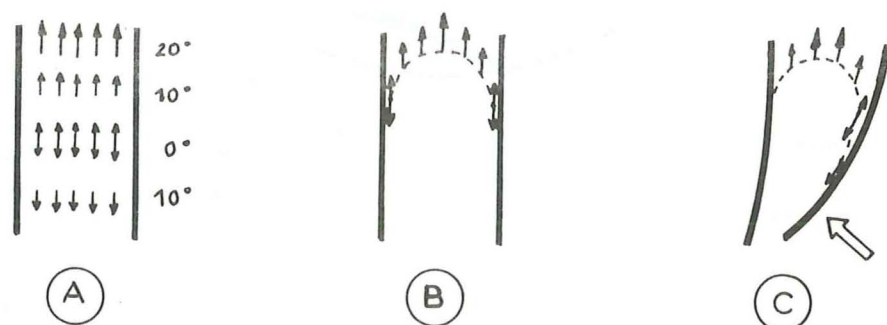


Cet axe R peut être obtenu en étudiant la répartition de la linéation (b) qui est parallèle à l'axe du pli, et perpendiculaire au plan P (Fig. 175)



- Fig. 175 - Projection, sur un plan horizontal, d'un pli cylindrique théorique avec P plan perpendiculaire à (b).  
- A avant déformation  
- B après déformation.

Nous savons (cf carte ligne (b)), que la linéation (b) possède des variations de plongement. Cela est dû au fait que la surface topographique est oblique par rapport à l'axe du pli (Fig. 176).

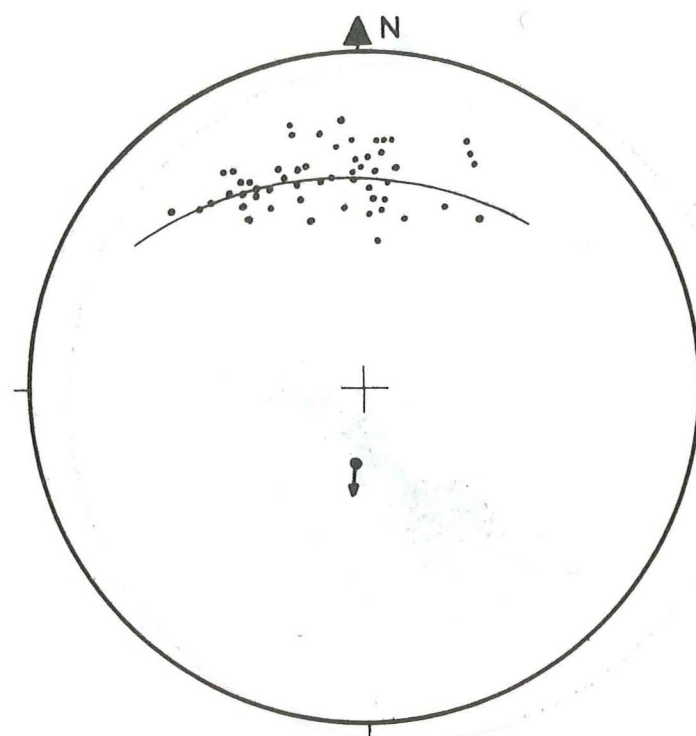


- Fig. 176 - A- Position et plongement des linéations (b) sur un plan horizontal  
B- Intersection du plan horizontal avec le repère stratigraphique  
C- Direction et plongement des linéations (b) sur un plan horizontal après déformation.

De plus, lors de cette déformation postérieure au pli, il y a eu d'importants accidents, tels que les décrochements dextres de l'Avance par exemple, qui ont passablement perturbé les axes (b).

Pour faire une analyse convenable, il faut donc utiliser des mesures de linéation (b) correctes, c'est-à-dire le plus possible perpendiculairement à l'axe du pli, donc avec un plongement de (b) équivalent.

Les linéations (b) de chaque point du Dogger, excepté celles de la zone de Gap qui ont un fort pendage et celle des affleurements situés près du grand décrochement de l'Avance, permettent néanmoins de construire sur un stéréogramme une guirlande selon un grand cercle (Fig. 177), qui représente le plan P déformé autour de l'axe R de direction Nord 10° plongeant de 65° vers le Sud. L'éventail des directions de (b) est, si l'on tient compte des mesures extrêmes isolées, d'environ 60° mais en fait statistiquement sur la carte des linéations (b) cet éventail est d'environ 40°. Il est compris entre Nord 140° au Nord de Lettret et Nord 0° au Sud de Chorges.



Wulff hémisphère inférieure.

- Fig. 177 - Stéréogramme de l'éventail de la linéation (b) déterminant un grand cercle (plan P déformé) et son axe R.

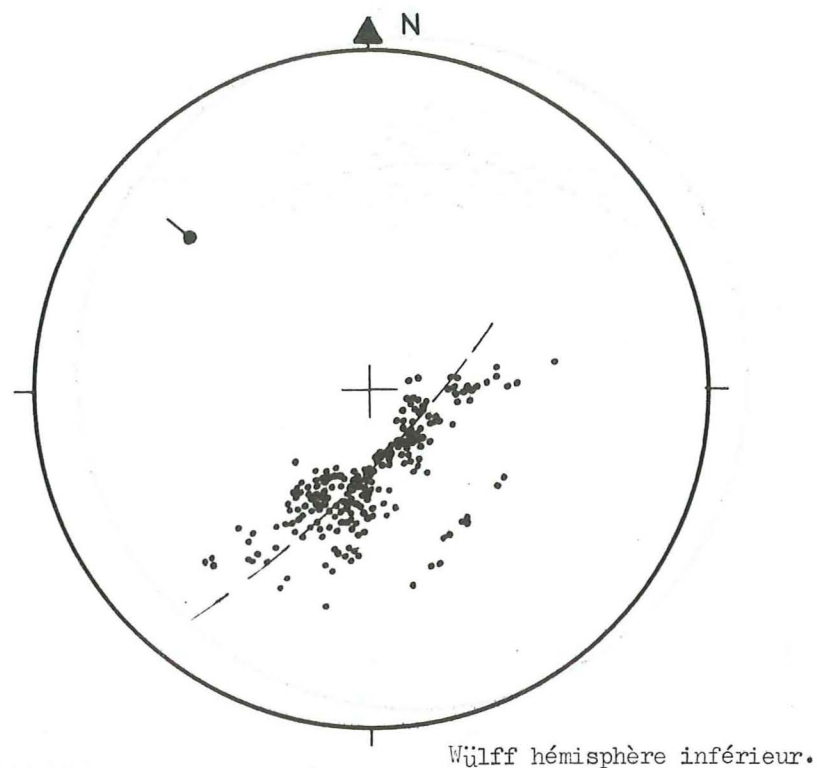
Cet éventail des linéations représente l'angle de rotation d'un flanc par rapport à l'autre (cf Fig. 175 B et 176 C) et ne peut en aucun cas dépasser 90°.

Pour restituer ce pli avant déformation, il nous faut redresser à la verticale l'axe de rotation R ainsi que tous les pôles des stratifications et faire roter dans le sens sénestre les pôles de stratification à l'Est de Gap par rapport à ceux situés au Sud.

Il faut considérer que les affleurements au Sud de Gap ont aussi tourné, mais d'une valeur qu'il nous est difficile d'approcher. Cependant on peut observer sur la carte des linéations (b) qu'au Nord de Lettret, celles-ci ont une direction de Nord 130° et représentent par défaut la direction du pli avant déformation.

Le stéréogramme de la Fig. 178 nous montre les pôles de stratification du Dogger de la région de Remollon après rotation sénestre de 50° pour les mesures situées à l'Est de Gap et de 10° pour celles du Sud. Ce pli possédait donc une direction par défaut de Nord 130° - Nord.Ouest 20°.





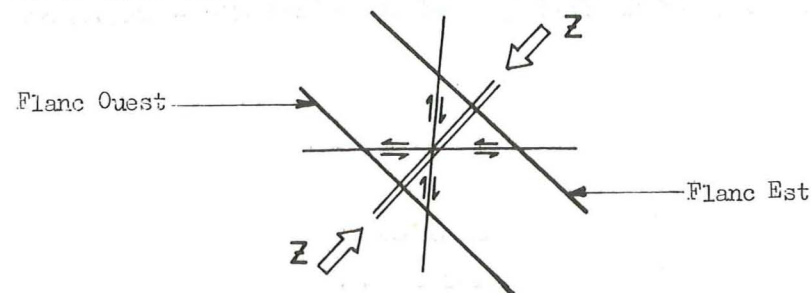
- Fig. 178 - Restitution du pli de Remollon dans sa position avant déformation.

Nous venons de voir, compte tenu d'un certain nombre de précautions dans l'analyse, que le pli de Remollon pouvait être restitué selon une direction originelle par défaut de Nord 130° - Nord.Ouest 20°. Nous n'avons pas, jusqu'ici, considéré les diaclases et les failles. Nous allons voir que même si elles ne quantifient pas cette déformation, elles la confirment.

### 3-4- Diaclases et failles.

#### 3-4-1- Les diaclases.

Les trois réseaux de diaclases peuvent être liés au plissement de Remollon. Le premier perpendiculaire à l'axe (b) comme diaclase d'extension, les deux autres comme diaclases de cisaillement (Fig. 179).

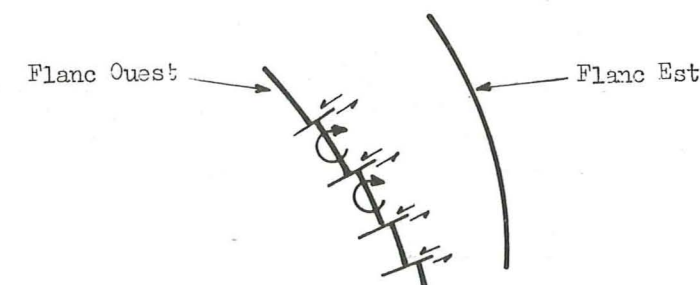


- Fig. 179 - Schéma montrant les différents réseaux principaux de diaclases dans le pli de Remollon sur une projection horizontale.

#### 3-4-1-1- Réseau perpendiculaire à (b) :

Sur les diagrammes de la Fig. 115, on s'aperçoit très bien que ce réseau reste perpendiculaire à (b) lors de la déformation. Si les dispersions de ces diaclases, même au sein d'un seul affleurement, n'étaient pas grandes, il serait possible avec les mêmes précautions que pour la ligne (b), de tracer le plan déformé P perpendiculaire à (b) et son axe R de rotation comme il est dessiné sur la Fig. 174.

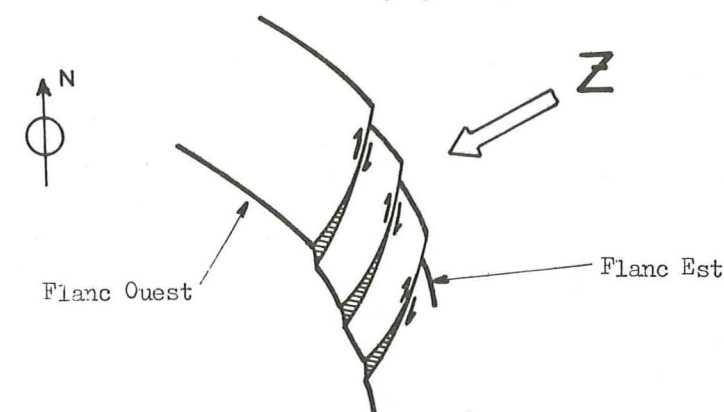
Ce réseau qui suit très bien la déformation de la ligne (b) s'est donc fait lors du plissement. Il a ensuite évolué comme cette ligne (b), mais a sans doute pu jouer dans un sens sénestre à l'Ouest, à cause de la rotation interne sénestre,



- Fig. 180 - Déplacements de sens différent à l'Ouest et à l'Est sur le même réseau perpendiculaire à (b).

#### 3-4-1-2- Réseau Nord 0 à 30° - Est 50 à 80° :

Ce réseau se traduit en certains points par des fentes en échelons (Fig. 117) et correspond à des diaclases de cisaillement. Ces diaclases, qui dans la phase de formation du pli résultaient d'un glissement dextre, continuent à jouer dans le même sens lors de la déformation (Fig. 181) ; un certain nombre de stries le confirme. Le fait qu'au Sud de Gap elles s'ouvrent et se chargent en quantité importante de Calcite est aussi normal, car lors de la déformation du pli, elles subissent une torsion qui avec leur déplacement dextre crée des zones d'extension (Fig. 181).



- Fig. 181 - Evolution des diaclases Nord 0 à 30° lors de l'épisode de déformation du pli.



### 3-4-1-3- Réseau Nord 110 à 140° - Sud-Ouest 70 à 90° :

Ce réseau présent à l'Est mais surtout à l'Ouest reste à peu près constant et possède un sens de déplacement sénestre.

En ce qui concerne les deux derniers réseaux (Nord 0 à 30° - Est 50 à 80° et Nord 110 à 140° - Sud-Ouest 70 à 90°), nous avons vu au chapitre II que certaines de ces diaclases possédaient une forme sigmoïdale. Cette forme témoigne d'un cisaillement subhorizontal, bancs sur bancs ou interne aux bancs, entraînant le compartiment supérieur vers le Sud-Ouest ou vers l'Ouest. Cela confirme un déplacement d'ensemble tardif vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Il faut aussi associer à ce mécanisme la création de petits plis Nord 10 à 50° - Nord-Est 20 à 40°, de ces diaclases. Ils se situent dans les bancs tendres (essentiellement pour le réseau de diaclases Nord 0 à 30° - Est 50 à 80°) à l'Est de la région, c'est-à-dire de Montgardin au Sauze. La direction exacte de la compression n'est pas possible à connaître, mais ces éléments s'associent à la thèse d'une déformation postérieure au pli de Remollon, plus développée à l'Est, et dont la direction principale (Z) est grossièrement Est-Nord-Est - Ouest-Sud-Ouest.

### 3-4-2- Les Failles.

Il est très difficile de les interpréter correctement, cependant nous avons vu que dans l'ensemble elles semblaient identiques aux réseaux de diaclases. De toutes façons beaucoup de failles ont rejoué et ont été déformées postérieurement. Certaines possèdent, à l'affleurement, une forme curviligne caractéristique.

Fait très important ici, les failles Nord 0 à 30° à l'Est ont joué un grand rôle lors de la déformation du pli. Les rejeux accentuent cette déformation et ont permis le parallélisme de la stratification avec le front de chevauchement.

### 3-6- Conclusion.

Nous avons vu pourquoi et comment la région de Remollon s'avèrait être un grand pli déformé, initialement Nord 130° plongeant vers le Nord-Ouest de 20°.

Nous sommes en mesure de donner une suite plus ou moins continue des différents événements qui ont affecté cette région.

Tout d'abord elle a été le siège de plissements dont on ne peut préciser ici ni l'âge ni la direction. L'identification n'en est pas évidente. Seuls les forts plongements vers le Nord-Ouest de la Saulce et de Remollon matérialisent l'existence probable de telles déformations avant les plissements synschisteux. Compte tenu de la géologie, ce plissement pourrait être un témoignage des plis anté-sénoniens bien connus des chaînes subalpines méridionales. Ce plissement n'apparaît pas ici, générateur de schistosité. Ensuite la région est plus sérieusement déformée. Il se produit un deuxième plissement de direction Nord 130°, peut-être même de direction légèrement plus Est-Ouest (Nord 120°), avec des plongements qui sont fonction des anciens plis recoupés. Cet épisode de plissement s'est fait dans des conditions mécaniques telles que la schistosité ait pu se développer.

Compte tenu de la forme du pli de Remollon, du synclinal du Rousine et du pli de la Saulce, il faut admettre que la schistosité était déversée

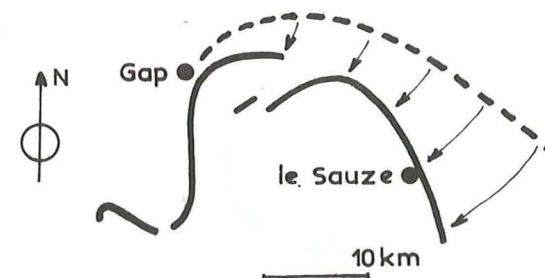
vers le Sud-Ouest à cette époque.

Enfin lors d'une évolution continue, il y a eu déformation de ce pli de Remollon en une torsion dextre d'environ 50° pour le flanc Est de ce pli et beaucoup moins pour le flanc Ouest (10°), ce qui a entraîné un chevauchement de la couverture de cette région. Les structures chevauchantes de Barillonnette et de la Saulce en sont des preuves évidentes. Sous cet effet le plan de schistosité a davantage été déversé vers le Sud-Ouest.

Il semble logique, en raison de la position géographique et du parallélisme entre le front des nappes de charriage (Grand Morgon) et la bordure orientale du pli de Remollon, de relier ce mécanisme de déformation à l'avancée des nappes de charriage.

C'est aussi à cette époque que se sont effectués les décalages du flanc Ouest du pli par les jeux dextres de failles subméridiennes.

Les terrains essentiellement liasiques, qui constituent ce pli de Remollon, ne sont donc pas en place. Quel est leur flèche de recouvrement ? Il est difficile de répondre exactement, mais il est, de toutes façons, certain que les terrains situés vers le Sauze sont au minimum déplacés d'une dizaine de kilomètres vers le Sud-Ouest si l'on veut replacer l'axe (b) dans sa position initiale Nord 130°.



Ceinture du Dogger:

- Fig. 182 - Flèche de recouvrement de la partie Est par rapport à l'ensemble de la structure de Remollon.

Nous considérerons donc cette valeur comme minimale, puisque au Sud de Gap où normalement la rotation est faible, les structures sont déversées vers l'Ouest et chevauchantes.



#### 4 - MISE EN EVIDENCE DU HIATUS SUD PELVOUSIEN

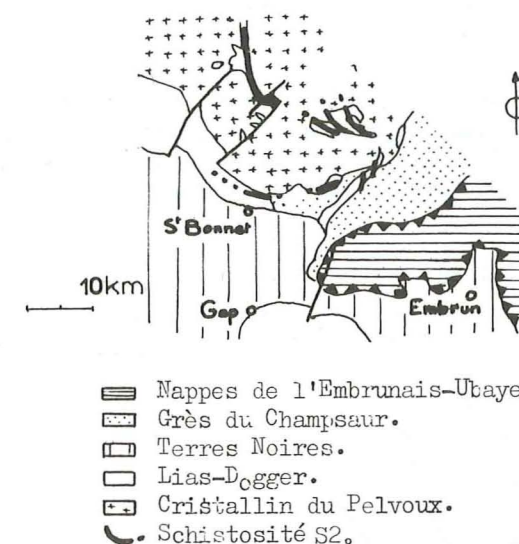
Il ne s'agit pas de faire une étude régionale complète comme il a été fait en d'autres secteurs, mais de situer un problème, de mettre en évidence ce que nous qualifierons de "hiatus Sud Pelvousien".

##### 4-1- Schistosité S2 de référence.

Nous avons vu, dans les différents chapitres précédents, que la schistosité S2 de référence se suit parfaitement au Nord, dans tous les secteurs étudiés, depuis les Aravis.

Nous avons aussi vu que dans les zones internes de notre étude, c'est-à-dire dans les synclinaux du massif du Pelvoux, nous pouvions relier cette schistosité à des plis de direction Nord-Sud à Nord 30° dans le synclinal de Bourg d'Oisans. Plus au Sud, cette schistosité prend une direction Nord-Ouest-Sud-Est au Sud du synclinal des Aiguilles de Morges, pour avoisiner des directions Nord 110° entre le vieux village de Navette et les Aiguilles de Clapouse.

De même, les "sondages" entrepris dans les zones externes au cristallin montrent une virgation identique, mais avec une courbure beaucoup plus ouverte (Fig. 184)



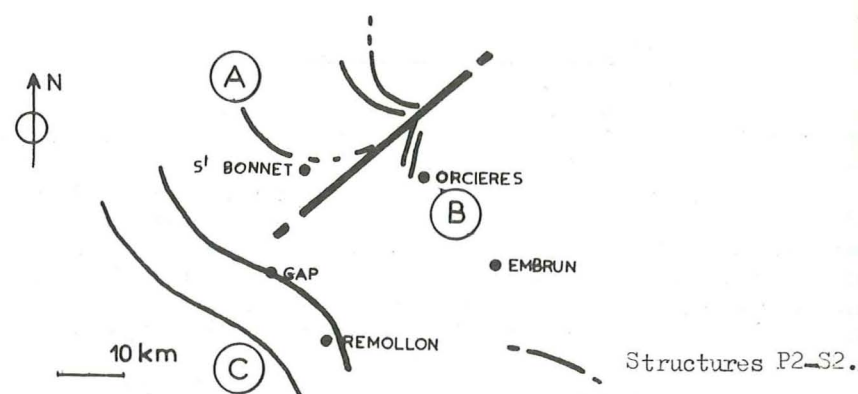
- Fig. 184 - Schéma montrant la virgation de la schistosité S2 dans le Sud du Pelvoux.

Vers le Sud, dans la vallée de Méollion, dernier synclinal interne au Pelvoux, il n'est pas possible d'établir une continuité avec les différents éléments observés au Nord, notamment avec la schistosité qui au Nord du col du Cheval de Bois (cf paragraphe II-4-2) est orientée Nord 10 à Nord 20°, direction conservée dans tout ce synclinal.



Par contre, compte tenu des études géologiques antérieures, il ne fait aucun doute qu'il existe une continuité entre les zones du Diois Dévoluy et de celle du pli de Remollon.

Tout cela nous permet de mettre en évidence un brusque hiatus de direction Nord-Est-Sud-Ouest, dans le Sud Pelvoux, et de définir trois secteurs (Fig. 185).



- Fig. 185 - Schéma illustrant sommairement la position du hiatus Sud Pelvousien.

- Secteur A au Nord-Ouest de cette ligne, avec une belle virgation continue des directions du clivage schisteux S2, qui offre une courbe concave vers le Nord-Est enveloppant les massifs cristallins du Pelvoux Sud. Cette courbure est d'autant plus prononcée que l'on se situe plus près du massif cristallin.

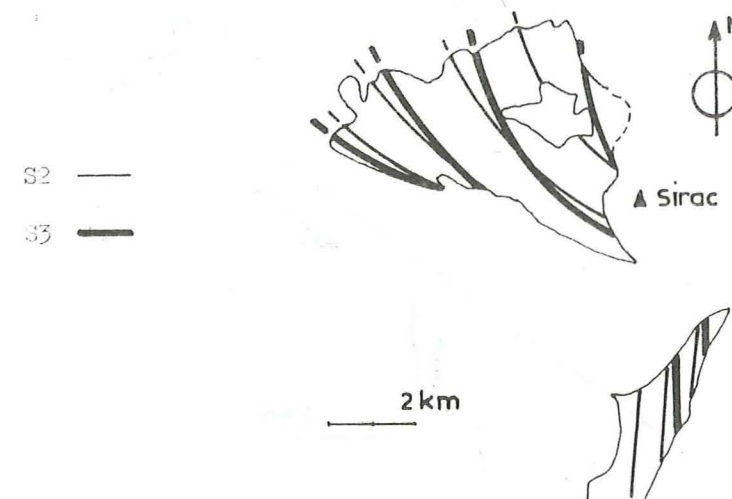
- Secteur Sud-Ouest : se divisant en deux parties

- Zone B : au Nord-Est, proche des nappes de charriage où leur front de recouvrement est méridien et où la continuité avec le Nord ne peut se faire.

- Zone C : au Sud-Ouest plus éloignée des nappes où l'on passe plus aisément aux structures situées plus au Nord par l'intermédiaire d'une double courbure en forme de (S) très ouvert.

#### 4-2- Schistosité S3

Nous avons vu dans le chapitre II paragraphe 4 que l'on trouvait une deuxième schistosité de pli-fracture dans les synclinaux des Aiguilles de Morges et de Néollion. Cette schistosité diminue d'importance vers le Sud et possède une direction plus méridienne que la schistosité S2 de référence (Fig. 186)



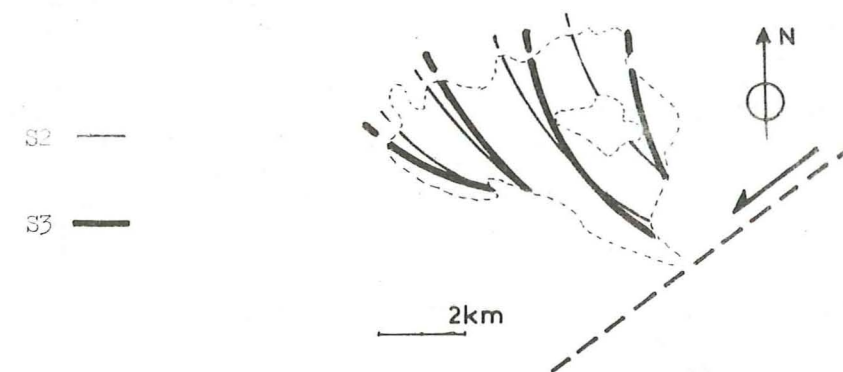
- Fig. 186 - Position des schistosités S2 et S3 dans les synclinaux des Aiguilles de Morges et de Néollion.

La virgation du clivage S3 existe donc aussi, mais elle est moins accentuée (Fig. 186) que celle de S2. La disposition de S3 plus au Sud suggère, comme pour S2, une brusque variation montrant ainsi de la même façon le hiatus Sud Pelvousien.

#### 4-3- Décrochement profond.

Le hiatus Sud Pelvousien que nous venons de mettre en évidence est une zone complexe orientée Nord-Est-Sud-Ouest. En effet, si au Sud-Ouest de cette ligne il y a une relative continuité de la schistosité S2 en forme de (S), plus près des massifs cristallins (au Nord-Est) il y a un brusque changement de direction. Il en est de même, mais plus faiblement, pour la schistosité de pli-fracture S3.

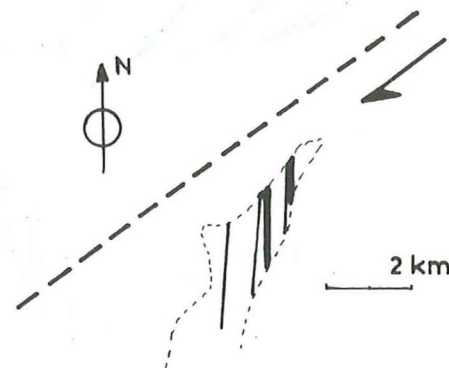
Cette disposition implique donc au Nord du hiatus une déformation des clivages S2 et S3 par entraînement sénestre (Fig. 187) avec contraction près de ce décrochement.



- Fig. 187 - Schéma montrant la déformation des schistosités S2 et S3 par entraînement sénestre le long d'un accident Nord-Est-Sud-Ouest.



Mais au Sud la complémentarité de ce mouvement ne se retrouve qu'à l'Ouest dans les zones externes (zone C de la Fig. 185). Au Nord-Est dans le synclinal de Méollion l'attitude des schistosités S2 et S3 indiquerait plutôt un mouvement dextre (Fig. 188).



- Fig. 188 - Sens du décrochement du compartiment situé au Sud du hiatus Sud Pelvousien par rapport au massif du Pelvoux.

Aussi est-il impossible de considérer le hiatus Sud Pelvousien comme un accident simple. Cependant on est incité à faire une analogie avec les accidents de même direction, de sens sénestre, situés dans le Sud Pelvoux, tels que celui de Villard Loubière.

Un tel sens de cisaillement n'est ici concevable que dans les secteurs A et C définis précédemment. Ailleurs, c'est-à-dire dans la zone B, ce mouvement est beaucoup plus complexe.

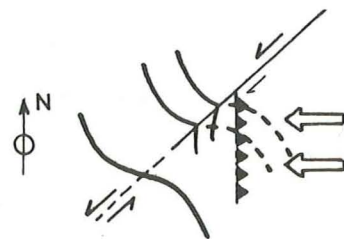
Considérant cette hypothèse d'un accident comparable à celui de Villard Loubière, donc affectant le socle, on ne verrait dans la couverture que les effets superficiels des déplacements profonds.

D'autre part, il existe des failles de direction équivalente en haut Champsaur qui décalent des faciès différents de grès (C. Kerckhove : communication personnelle).

Il a aussi été décrit dans ces grès des directions de sédimentation Sud-Ouest-Nord-Est (J. Perriaux et J.P Uselle - 1968).

Enfin nous avons également vu (II-1-3 Fig. 60-61 et 73) que la schistosité S2 se comportait en cisaillement subhorizontal et que S3 était déversé vers le Sud-Ouest traduisant un chevauchement vers le Sud-Ouest du socle (Sirac) sur la couverture.

On peut donc penser que cette fracture profonde est effectivement un décrochement sénestre, mais que ce déplacement dans la zone B a été modifié dans les structures les plus élevées par l'intervention d'un facteur supplémentaire tel que les nappes. En effet nous avons vu que la raison de la déformation ultime du pli de Remollon était la conséquence de l'avancée des nappes grossièrement de l'Est vers l'Ouest. Il peut aussi se faire qu'ici ces mêmes nappes aient eu une influence sur la déformation de cette zone Sud Pelvousienne. Cette avancée des nappes pouvant entraîner à leur front des structures perpendiculaires au sens du déplacement (Fig. 189)



- Fig. 189 - Schéma montrant le mécanisme de déformation des structures Sud Pelvousiennes.

Il nous fait donc distinguer trois niveaux de comportements différents :

- Un niveau inférieur rigide représentant le socle cristallin où le décrochement a été sénestre.
- Un niveau de couverture immédiate souple, amortissant le décrochement, dans sa partie supérieure, dans lequel peuvent se créer des plis d'entraînement, ou se déformer des plis pré-existants.
- Un niveau de super-couverture souple équivalant aux nappes avec un sens de déplacement d'Est en Ouest, ce qui entraîne au niveau du décrochement un sens dextre. Relativement au massif du Pelvoux le déplacement des nappes a effectivement ce sens.

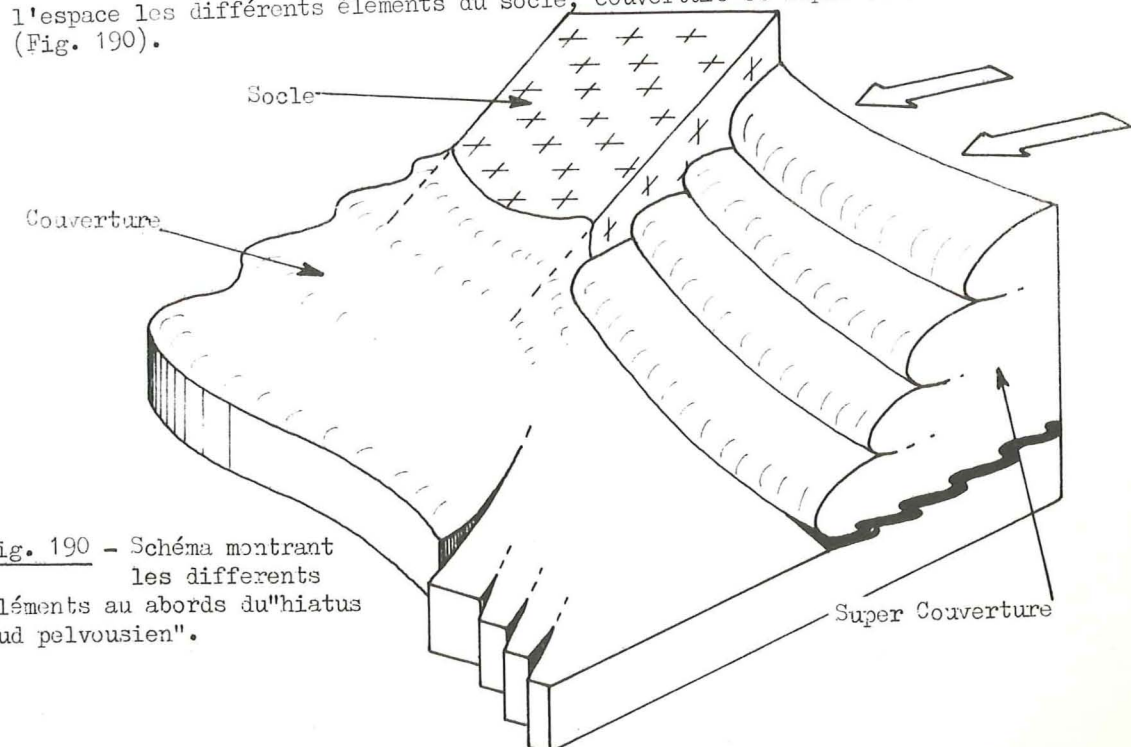
#### 4-4- Conclusion.

L'étude de cette région, bien que non systématique, nous a permis de dégager un certain nombre d'éléments sur son histoire.

Le fait marquant est que le Sud Pelvoux est sectionné par un décrochement ou un faisceau de décrochements sénestres de direction Nord-Est Sud-Ouest. C'est un décrochement de socle, profond et important, qui a joué à des âges variables. Son rejeu est important postérieurement à la phase de schistosité de référence ainsi qu'à celle de pli-fracture S3, mais dans des proportions plus faibles, puisque les virgations de S3 sont moins importantes que celles de S2.

De plus ce décrochement a été fortement perturbé par les nappes venues de l'Est et qui ont "buté" contre lui ou plus exactement contre le Pelvoux. Cela veut dire que le socle au niveau du secteur C était relativement plus profond qu'au Nord pour qu'il y ait eu une sorte de dépression qui a ensuite été comblée en canalisant le déplacement des nappes. C'est cette dépression qui devait diriger les courants de sédimentation décrits dans cette zone par J. Perriaux et J.P Uselle. Il y a donc eu en plus du coulisement horizontal un rejet vertical important.

Compte tenu du fait que le cristallin du Pelvoux s'envoie au Sud-Ouest sous sa couverture, nous sommes en mesure de nous représenter dans l'espace les différents éléments du socle, couverture et super-couverture (Fig. 190).



- Fig. 190 - Schéma montrant les différents éléments au abords du "hiatus Sud pelvousien".



CHAPITRE IV

ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE DES INCLUSIONS FLUIDES DES CRISTAUX

1 - PRESENTATION DES MESURES

Dans les régions étudiées, l'analyse et l'interprétation des objets témoignant de la déformation nous permettent de donner une cinématique de cette déformation. Il serait aussi intéressant de connaître les conditions thermodynamiques des déformations, et l'étude microthermométrique des inclusions fluides dans les cristallisations de Quartz et de Calcite des diverses fentes tectoniques pourrait être un excellent moyen de connaissance de ces conditions.

Nous n'avons fait qu'un essai sommaire de l'application d'un tel type d'étude dans le cadre de la tectonique. Les principes et la méthode n'ont pratiquement pas été exposés ici, le lecteur intéressé devra se référer à des ouvrages de base tels que ceux de Roedder (1962), Ypma (1963), B. Poty (1967), Roedder (in Barnes, 1967), Bull. Suisse de Miné et Pétro. Band 50. helf 1.

La méthode employée consiste à observer les transformations de phase des fluides des inclusions, sous le microscope, au cours du chauffage et de la réfrigération. Nous avons travaillé avec des appareils du modèle conçu en 1968 au C.F.P.G. de Nancy. La précision de nos mesures a été de  $\pm 1,5^{\circ}\text{C}$  pour l'homogénéisation, et  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$  pour la cryométrie. Par cryométrie, on obtient la teneur globale en sels dissous, exprimée en "équivalent NaCl". Par chauffage on obtient la température d'homogénéisation des deux phases fluides généralement observées à la température ambiante dans les inclusions fluides que nous avons étudiées.

Si le fluide, au moment de la cristallisation, était homogène (une seule phase), la température d'homogénéisation représente la température minimale de cette cristallisation. Cette température nous donne la densité du fluide homogène. Dans un diagramme pression-température, cette densité reste constante le long d'une courbe appelée isochore (cf Fig. 197). Pour connaître la pression de formation, il faut donc, en plus de la densité, connaître la température qui régnait lors de la cristallisation. B. Poty et al (1967) déterminent cette température par la mesure du rapport K/Na des fluides qui étaient à l'équilibre avec les Feldspaths potassiques et sodiques. Dans ce cas en effet, on peut montrer que la réaction :

Orthose +  $\text{Na}^+$  en solution  $\rightleftharpoons$  Albite +  $\text{K}^+$  en solution  
est équilibrée, et le rapport  $\frac{a_{\text{K}^+}}{a_{\text{Na}^+}}$  est fixé à une température donnée.

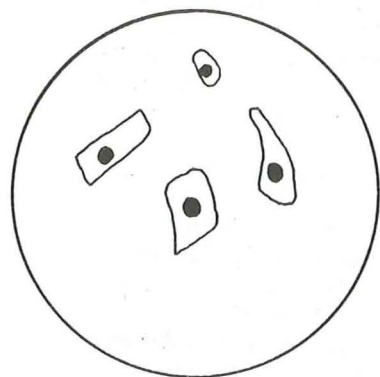
La mesure de ce rapport permet, à l'aide des résultats expérimentaux, la détermination de la température (cf B. Poty, A. Weisbrod et H.A. Stadler, réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, 1973).

Nous tenons à remercier le Laboratoire de Magnétisme du C.N.R.S. (Grenoble) qui a gracieusement contribué à la partie technique de ce travail.

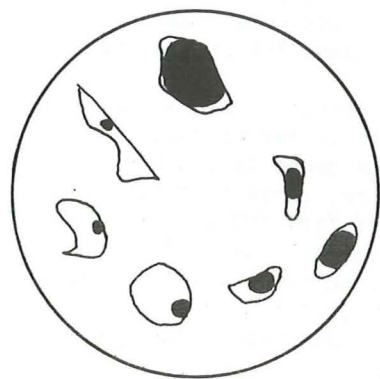


Nos observations et les résultats que nous avons obtenus sont exposés dans les diagrammes et les tableaux suivants :

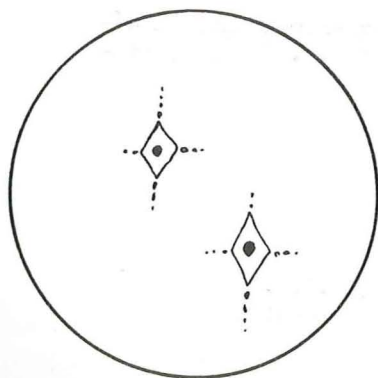
- Planche de trois figures avec explications.
- Tableau synthétique :
  - Bordure occidentale de Belledonne.
  - Synclinal de Bourg d'Oisans.
  - Région de Remollon.
- Histogramme des températures d'homogénéisation dans diverses fentes tectoniques situées dans une même région.
- Diagrammes densité-altitude.



- Fig. 191 - Inclusions à coefficient de remplissage constant (phase gazeuse en noir et phase liquide en blanc) issues d'un fluide homogène (une seule phase fluide lors de la capture par le cristal).



- Fig. 192 - Inclusions fluides à coefficient de remplissage variable. Issues d'un fluide hétérogène. Ceci résulte soit d'une cicatrisation de la fracture à température décroissante, soit de la capture de plusieurs phases fluides au cours de la cristallisation (généralement une ébullition). Dans ce cas, si toutes les inclusions appartiennent à la même génération, on ne doit tenir compte que des inclusions ayant emprisonné une seule phase fluide (liquide) : ce seront les inclusions ayant la plus petite bulle de gaz.



- Fig. 193 - Inclusions prolongées par des zones de fracture mal cicatrisées traduisant une surpression interne postérieure à la formation de ces inclusions (métamorphisme thermique ou décompression non accompagnée d'une baisse de température).

- Fig. 194 - Tableau des mesures des inclusions fluides des cristaux.

Situation géographique	coord. Lambert	Altitude	niveau stratigraphique	minéral	Structure tectonique	nature du fluide $V_{\text{liq}}/V_{\text{total}}$	température d'homogénéisation	nb. inclusions étudiées	température de fusion	% NaCl	$\alpha$
Gorges du Bréda Pontcharra	899,6 355,0	250	Dog.	Q	N. 120	hé	étalées de 172 à 280	9	-2,5 à -0,5	1,5	
La Table	900 360	800	L	Q	D	ho	163 à 176 171	11	-1,5 à -1	2	0,90
Champlaurant	902,6 363,7	1000	Ls.	Q	N. 154	ho	163 à 172 166	9	-1,5 à -1	2	0,90
Forêt des Hérès près Tamié	910,1 84,5	1170	Ha.	Q	D. N 28	ho	165 230 à 238 237 260,5 à 276 270	1 4 2	-1 à -0,5	1,25	0,90 0,83 0,77
Les Torchons	929,8 113,2	1210	Baj.	Q	S2 N 10-E 25	ho	174 227 à 213 220	1 2	-1,5 à -1	2	0,89 0,84
Est Charmots	928,0 103,9	1400	Baj.	Q	S2 repris par S3	ho	135,5 159,5 184 182,8 à 190	1 1 4	-3 à -0,5	2,25	0,93 0,91 0,89
La Tonne	926,8 103,1	1420	Baj.	Q	replis de S3	ho	150 à 182 180	8	-5 à -1,5	5,3	0,90
La Tonne	926,7 103,5	1440	et L. Baj	Q	D. N 180-E 50	ho	163 à 182 170	8	-2,5 à -1,5	2,8	0,90
La Tonne	926,7 103,5	1440	et L. Baj	Q	D. N 80-SE 40	ho	210	2	-2	2,8	0,77
Tête du Sapey	918,7 95,5	1470	Baj.	Q	bo N 90-N 80	ho	164 à 175 170	10	-1,5 à -0,5	1,5	0,90
Le Gâteau	925,5 101,4	1630	L	Q	D	ho	161 à 189 180	5	-2,5 à -2	3,8	0,89
Mt de Vores	930,3 98,6	1750	L	Q	D	ho	143 178	2 2	-2,5 à -0,5	2,3	0,92 0,89
Mt de Vores	930,6 95,7	2045	Baj.	Q	inter S2	ho	187,5 à 199,5 193	11	-5,5 à -2	6,2	0,89
Croisse Baulet	926,8 108,7	2100	Baj.	Q	bo N 132	ho	cf diagramme 157	50	-2 à -0,5	2	0,81



Col du Sabot	895,4 327,5	1990	soc	Q	D.N 120 verticale	ho	130 à 201	<u>195</u>	10	-9,5 à -12,5 -10,25	14	0,89
Col du Sabot	897,3 326,5	2030	Lm, Li près soc	Q	inter So	ho	188,5 à 193,5	<u>191,5</u>	10	-1 -1	1,5	0,88
Côte Alamèle	890,1 315,6	880	Lm, Li	Q	S2 bo	ho 5-10%	149,5 à 158 162 à 173	<u>152</u> <u>169</u>	4 4	-4,25 -4,25 "	6,8	0,92 0,91
route Huez à Vil- lard Reculas	892,3 315,5	1520	Li	Q	Inter So	ho 5-20%	144 155 à 162	<u>159</u>	1 4	-1 à -2 -1,5 "	2,3 "	0,92 0,91
route Huez à Villard Reculas	892,3 315,5	1520	Li	Q	D en éch.	ho 5-10%	143 à 151,5	<u>150</u>	11	-1 à -2,5 -1,75	2,5	0,92
route Bourg d'Oi- sans à Alpe d'Huez	992,5 314,7	1200	So	Q	N 60-SE 46	ho 5-10%	181,5 à 187 210	<u>185</u>	4 1	-5,5 à -10 -7,5 "	11 "	0,90
Côte de Seignet	893,2 312,5	1330	Li	Q	D.N 120 verticale	hé 5-10%	159 à 167 189 à 193,5 215 262	<u>162</u> <u>191</u>	8 2 1 1	-4 -4 " "	6,5 " " "	0,92 0,89
La Paute (3)	888,8 314,2	900	Li	Q	inter S2	ho 5-10%	141,5 à 149,5	<u>144</u> <u>163</u>	3 1	-2,5 -2,5 "	3,8 "	0,93 0,91
La Paute (3)	888,7 314,1	940	Lm, Li	Q	inter S2	hé 5 à 50%	131,5 à 135,5 184,5 à 290	<u>133</u> <u>150</u>	4 1 18	-2 à -3 -2,5 " "	3,8 " "	0,94
La Paute (3)	888,6 314,3	940	Li	Q	inter So	ho 5-10%		<u>164</u> <u>182,5</u>		-3 -3 "	5 "	0,91 0,90
Le Villaret (3)	887,8 311,8	940	Lm	Q	inter S0	ho 5-10%	160 à 161	<u>144</u> <u>160,5</u>	3 6	-1,5 à -2 -1,75 "	2,5 "	0,92 0,91
Prégentil (3)	887,5 311,2	1040	Lm, Li	Q	zone très déformée	ho 5-10%	149 à 163	<u>157</u>	10	-1 à -2,5 -2	2,8	0,92
La Paute - route	888,8 314,6	1040	Lm, Li	Q	D horizontale	ho 5-10%	131,5 à 145	<u>141</u> <u>180</u>	4 1	-4,5 à -6,5 -5,5 "	8,5 "	0,93
Route de la Paute- Col d'Ornon (2)	887,6 311,2	950	Lm	Q enf.	D horizontale	hé 5- 50%	cf diagramme 180 à 355	132 147 155	26 31 2 9	-0,5 à -2 -1 " "	1,5 " "	0,93 0,92

Villard Reymond (3)	890,1 309,5	1040	Lm	Q	inter S2	ho 5-10%	157 à 167	<u>159</u>	9	-1 -1	1,5	0,91
Oulles près soc	887,1 314,3	1485	Lm, Li près soc	Q	inter S2	ho 5-10%	148 à 165	<u>154</u>	3	-2,5 -2,5	3,8	0,92
Oulles près soc	887,1 314,4	1485	Lm, Li près soc	Q	inter bo. bel. tronç.	ho 5-10%	155 à 162	<u>159</u>	8	-1,5 à -2 -1,75	2,5	0,91
Villard Notre Dame	891 308,3	1660	Li	Q	inter S2	ho 5-10%		<u>174</u> <u>179</u> <u>189,5</u>	1 11 4	-3,5 à -4,5 -4 " "	6,5 " "	0,91 0,90 0,89
La Bâtie Neuve	903,4 259,6	850	Baj. sup	C	D.N 50-SE 50	ho	120 à 130,5	<u>127</u>	7	0	0	0,93
Montgardin SE (4)	910,7 257,0	940	Baj. sup	Q	en relation avec $\varphi$	ho surchauf. éclatém.		<u>134</u> <u>143</u> <u>151</u> <u>165</u>	13 3 32 22	-1 à -8 -3 -1 à -8 -5	7,5 " " "	0,94 0,93 0,92 0,91
Les Olliviers	912,0 256,5	1050	Dog.	C	D.N 07-E 85	crystalli- sation en T <sub>v</sub>	134 à 150	<u>140,5</u>	16	-0,5	1	0,92
Les Olliviers	912,0 256,5	1050	Dog.	Q	D 135 -S0 67	ho	173 à 190	<u>181,5</u>	9	-0,5 à -1 -1	1,5	0,90
Le Villard	913,1 255,3	1000	Dog.	Q	D 136-S0 64	ho	150 à 175	<u>152</u> <u>170</u> <u>180</u> <u>182,5</u>	1 10 1 1	-2,5 à -1 -2 " "	2,8 " " "	0,92 0,91 0,90 0,90
Le Villard	913,2 255,1	1030	Dog.	Q	en relation avec $\varphi$ N 140 vertical	ho	160 à 169	<u>147</u> <u>164</u>	1 10	-1,5 "	2,3 "	0,92 0,90

Légende : Les T.h soulignées représentent les pics principaux. Les mesures concernant certains échantillons repérés par les numéros (1) (2) (3) (4) sont détaillées dans les Fig. 195 et 197.

soc : socle - Li : Lias inférieur - Lm : Lias moyen - Ls : Lias supérieur - Baj. : Bajocien - Dog : Dogger - Ha : Hauterivien - ct : contact - Q : Quartz - Q enf. : Quartz enfumé - C : Calcite - D : Diacrise - bo : boudin - So : Stratification - S2 : schistosité de flux(S2) - S3 : schistosité de micropli-fracture (S3) -  $\varphi$  : chevauchement - ho : homogène - hé : hétérogène - T<sub>v</sub> : température décrois-  
sante - Bel Tronç : Bélemnites tronçonnées.



Bordure occidentale de  
Belledonne

Croisse Bavlet  
diacrise perpendiculaire  
à l'axe (b) d'un pli  $P_2$

①

Synclinal de Bourg d'Oisans

route de la Pauté à Ornon  
diacrise subhorizontale

②

route de la Pauté - Ornon -  
Villard Raymond

remplissage minéral  
parallèle aux plans de  
schistosité ( $S_2$ ) et stratification

③

Région de Rémollon

Montgardin  
fentes en relation avec  
les nappes

④

- description des échantillons  
dans tableau fig 194

- isochores fig 197

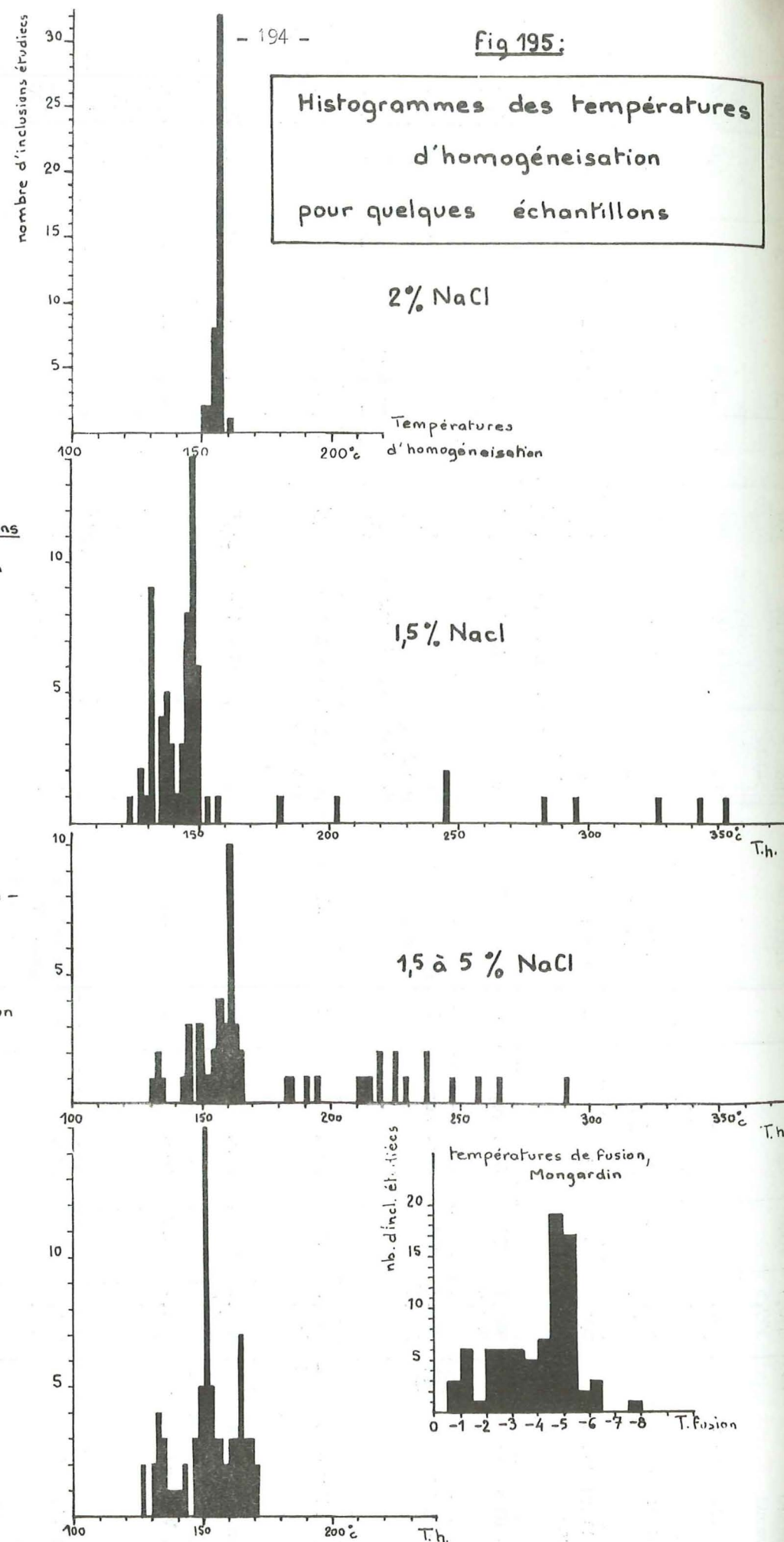
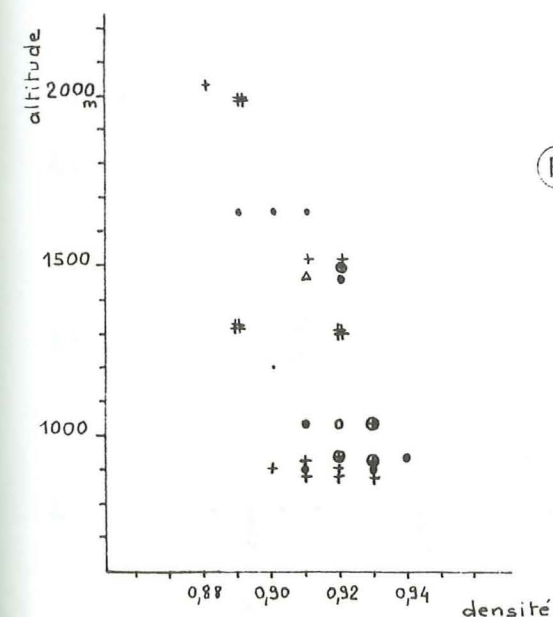
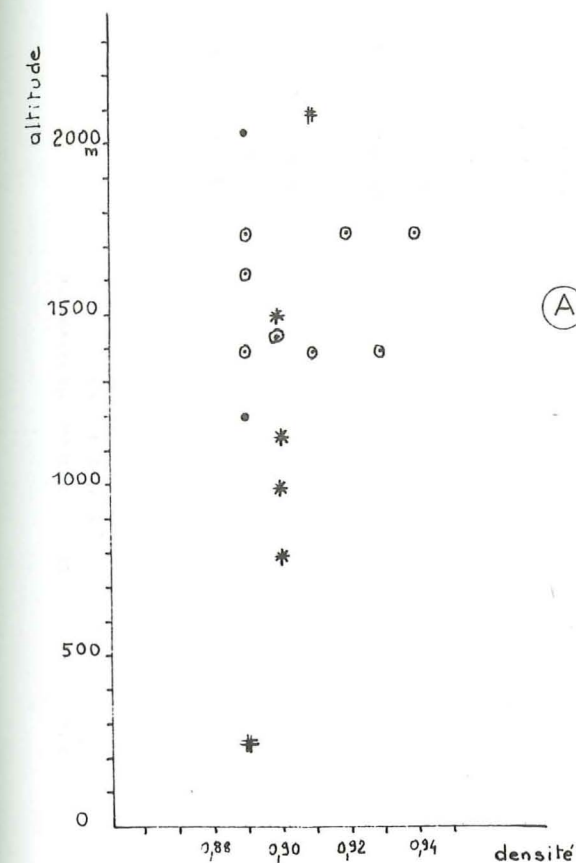


Fig 196: Variations densité - altitude



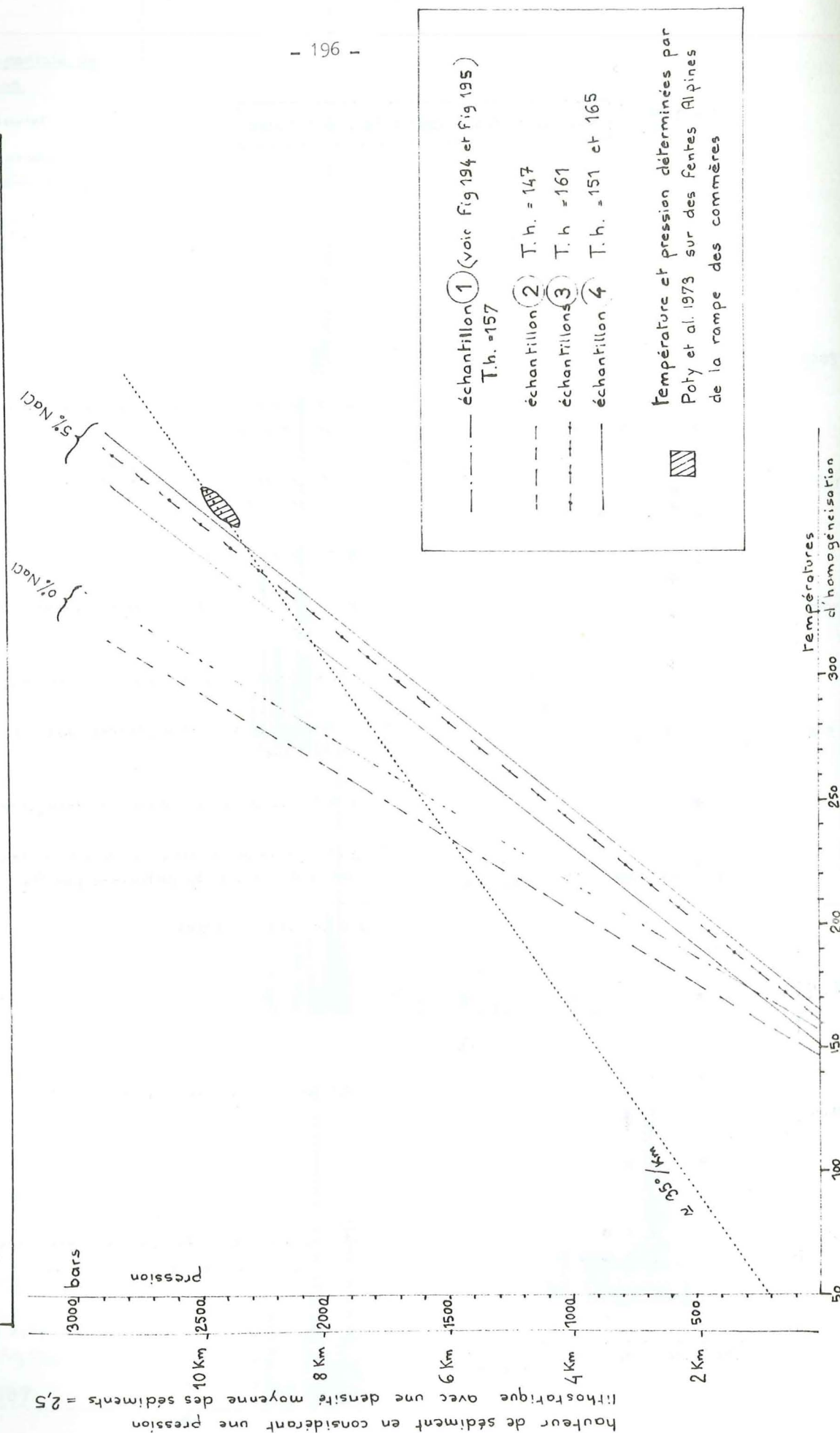
- remplissage minéral parallèle aux plans de schistosité
- + remplissage minéral parallèle aux plans de stratification
- ⊕ diacrise horizontales
- \* diacrise perpendiculaires aux axes (b) des plis  $P_2$
- Filon N60 dans le socle (Grandes Rousses)
- zone très déformée (fentes dans toutes les directions)
- △ inter-boudins de bélemnite tronçonnée
- ⊙ remplissage minéral parallèle à des plans de schistosité  $S_2$  déformée par  $S_3$
- \* diacrise diverses

① bordure occidentale de Belledonne

② couverture du Pelvoux - Grandes Rousses  
(synclinal de Bourg d'Oisans)



**Fig 197 : Isochores des fluides de quelques échantillons, bordures et couverture sédimentaire des massifs cristallins externes : Belledonne, Pelvoux et Grandes Rousses, région de Remollon**



## 2 - INTERPRETATION DES RESULTATS

### 2-1- Teneur en sels dissous (exprimée en équivalents Na Cl).

La salinité varie en fonction de l'éloignement du socle, ou plus exactement du Trias. La diversité des régions étudiées conduit à un éventail de valeurs de salinité de 0 ‰ loin du Trias à 8,5 ‰ près du Trias dans les diverses fentes tectoniques du sédimentaire (Jurassique inférieur et moyen). Il est possible que dans un même échantillon il y ait plusieurs générations d'inclusions de salinités différentes. (voir histogramme des températures de fusion de l'échantillon de Montgardin (région de Remollon). Dans l'ensemble, ces résultats semblent montrer l'influence des niveaux à évaporites du Trias sur la teneur en sels dissous des solutions.

### 2-2- Densité.

D'une façon générale, on constate une augmentation de température lorsque l'on s'approche du socle.

#### 2-2-1- Echantillons prélevés dans une même fente tectonique.

On peut dans ce cas avoir deux ou trois pics de température d'homogénéisation. Cela apparaît bien sur les histogrammes de la Fig. 195. Par exemple pour la région de Remollon, on en déduit deux densités de fluides homogènes :  $d = 0,92$

$d = 0,91$  (voir Fig. 197 les isochores correspondants).

Sur des mêmes échantillons (Montgardin, région de Remollon) les inclusions fluides sont fréquemment prolongées par des zones de fracture mal cicatrisées (Voir Fig. 193). Dans ces Quartz, il y a deux générations d'inclusions, l'une normale, l'autre éclatée à cause d'une surpression interne provoquée probablement par une élévation de température après la formation des premières inclusions. Des études expérimentales effectuées à Nancy (et non publiées) permettent d'évaluer cette surpression à environ 750 bars (pour des inclusions de 25 à 60 microns de diamètre, mais comme elles sont ici plus petites, la pression doit être plus élevée).

#### 2-2-2- Echantillons prélevés dans une même région mais dans des fentes tectoniques différentes.

Pour un groupe d'échantillons prélevés à la même altitude et dans des secteurs voisins, mais dans des fentes tectoniques attribuables à des épisodes de déformation différents, on constate aussi une différence entre les pics de température d'homogénéisation.

- Sur Remollon, entre les deux échantillons des Oliviers, la densité varie de 0,92 à 0,90, mais on peut remarquer que l'un est de la Calcite (température d'homogénéisation la plus faible) et l'autre du Quartz (température d'homogénéisation la plus forte). Ces deux minéraux ne sont certainement pas synchrones ; on peut aussi ajouter que quelles que soient les fentes, le Quartz apparaît surtout à l'Est de la région de Remollon, près des nappes.

- Dans le synclinal de Bourg d'Oisans, sur la route de la Poute au col d'Ormon, on peut mettre en évidence deux groupes de fentes montrant deux pics principaux de température d'homogénéisation différents (Voir Fig. 195).

Les unes se trouvent dans des fentes interstratification et inter-schistosité de flux (T.h. = 161°), les autres dans les grandes fentes subhorizontales obliques à la schistosité de flux et traduisant l'étirement vertical final (T.h. = 147°). On obtient deux densités :



T.h 147° :  $d = 0,92$  (abaque avec 0 % Na Cl)

T.h 161° :  $d = 0,91$  (abaque avec 5 % Na Cl)

$d = 0,92$  (abaque avec 0 % Na Cl)

(en réalité moyenne 2 % Na Cl).

Les isochores sont reportés sur la Fig. 197.

#### 2-3- Température et pression de formation des fentes.

Il faut souligner que les températures d'homogénéisation (145 à 190° C) sont des températures minimales de cristallisation puisqu'elles sont associées à une pression négligeable.

On connaît, dans la région de Bourg d'Oisans, une température de formation d'inclusions fluides, celle déterminée par des mesures du rapport K/Na sur des échantillons prélevés dans des fentes alpines des Amphibolites de la rampe des Commères (bordure Est du synclinal de Bourg d'Oisans) : température de 360 à 375°C, pression de 2350 à 2500 bars (Pety et al., 1973).

Si l'on veut extrapoler les températures et les pressions dans les fentes du sédimentaire, on peut déjà remarquer que la température dans les fentes du sédimentaire sera certainement inférieure à celle du socle. On peut envisager deux hypothèses :

- Soit une même pression règne dans le sédimentaire de la route du col d'Ornon et dans le socle de la bordure Est du synclinal (même altitude et faible écartement du socle).

- Soit à l'aide des pressions et températures on peut définir un gradient géothermique constant (ce qui est certainement très simpliste comme le montrent d'ailleurs les mesures du gradient de température faites dans les sondages pétroliers).

Si l'on considère ces deux hypothèses comme des limites supérieure et inférieure, pour la température de capture des fluides, on aura (voir Fig. 197) :

- pour les fentes horizontales transverses à la schistosité de flux : 235 à 290° C

- pour les fentes parallèles à la schistosité de flux et à la stratification : 260 à 360° C.

Si on admet les mêmes hypothèses pour la bordure Ouest de Belledonne on obtient des températures et des pressions tout à fait comparables à celles du Pelvoux : 270 à 320° C, 1750 à 2500 bars.

L'extrapolation à la région de Remollon est encore plus délicate. Cela pourrait donner des températures et pressions de 300 à 350° C et de 2000 à 2500 bars.

#### 2-4- Interprétation des résultats dans le contexte géologique.

En ne considérant que la détermination de la température donnée pour les cavités à cristaux de la rampe des Commères (Pety et al., 1973), l'existence d'une pression de plus de 2000 bars près du sédimentaire du massif du Pelvoux (région Nord-Ouest) à une altitude actuelle de 1000 m et liée aux déformations alpines, nous paraît très difficile à expliquer, compte tenu des données actuelles de la géologie.

En effet, les pressions de fluides que l'on peut mettre en évidence actuellement, dans les forages pétroliers notamment, dépassent rarement la pression lithostatique, ce qui impliquerait ici une couverture de 8 km. Or la couverture sédimentaire actuelle du massif du Pelvoux, du Trias au Barrémien, même épaissie par le plissement, est inférieure à 2000 m. Certains auteurs ont envisagé le passage des nappes comme complément de charge mais leur épaisseur devrait être considérable (6000 m). D'autres interprètent

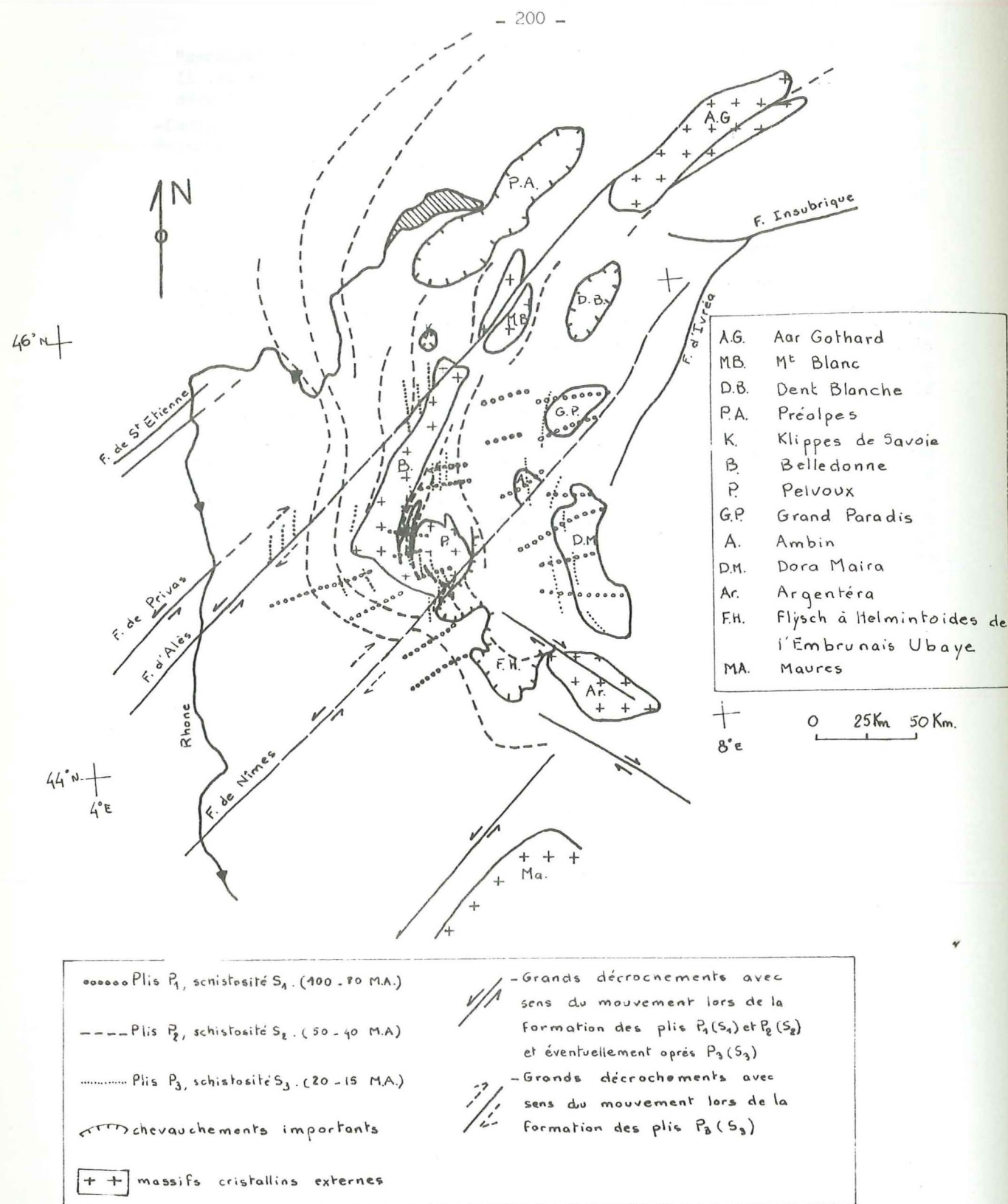
cette forte pression comme liée à des "surpressions" ou à des "contraintes" tectoniques mais dans ce cas, si on réduit l'épaisseur de la couverture, il faudrait admettre un fort gradient géothermique moyen, ce que réfutent avec de bons arguments d'autres auteurs (les forts gradients géothermiques actuellement connus sont relativement ponctuels). On peut rappeler ici que P. Saliot (1973) a trouvé l'association Pumpellyite-Préhnite dans une bonne partie du Pelvoux et que cette association est connue surtout dans les environnements de hautes pressions.

#### 2-5- Conclusion.

En ce qui concerne nos résultats de densité, on retrouve presque partout plusieurs valeurs de densité dans un même échantillon et des différences entre les fentes tectoniques témoignant d'épisodes de déformation différents. Ces différences sont toutefois relativement faibles et il est possible que les conditions thermodynamiques soient restées relativement stables tout au long de la déformation.

Il faudrait entreprendre des études plus complètes afin d'attribuer précisément à chacun des épisodes de déformation leurs conditions thermodynamiques. En particulier, il apparaît nécessaire de compléter la détermination de densité par des mesures de température, qui même ponctuelles pourraient servir d'étalon dans une région donnée (l'étude des isotopes de l'oxygène pourrait probablement apporter des données). De telles études systématiques nous paraissent devoir prendre une très grande importance dans les études tectoniques.





- Fig. 198 - Position des différents éléments structuraux de l'arc des Alpes occidentales selon l'interprétation présentée.

MODELE CINEMATIQUE DES DEFORMATIONS DE L'ENSEMBLE DES REGIONS ETUDIEES

1 - SUCCESSION DES DEFORMATIONS DANS LA COUVERTURE DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES DE BELLEDONNE, DU PELVOUX ET DES GRANDES ROUSSES.

Nous allons résumer brièvement les différents stades de déformation. Pour chaque stade, on considèrera l'attitude des structures au moment de leur formation et non pas leur attitude actuelle qui traduit en plus les déformations des stades ultérieurs (cf carte synthétique ci-contre - Fig. 198 ).

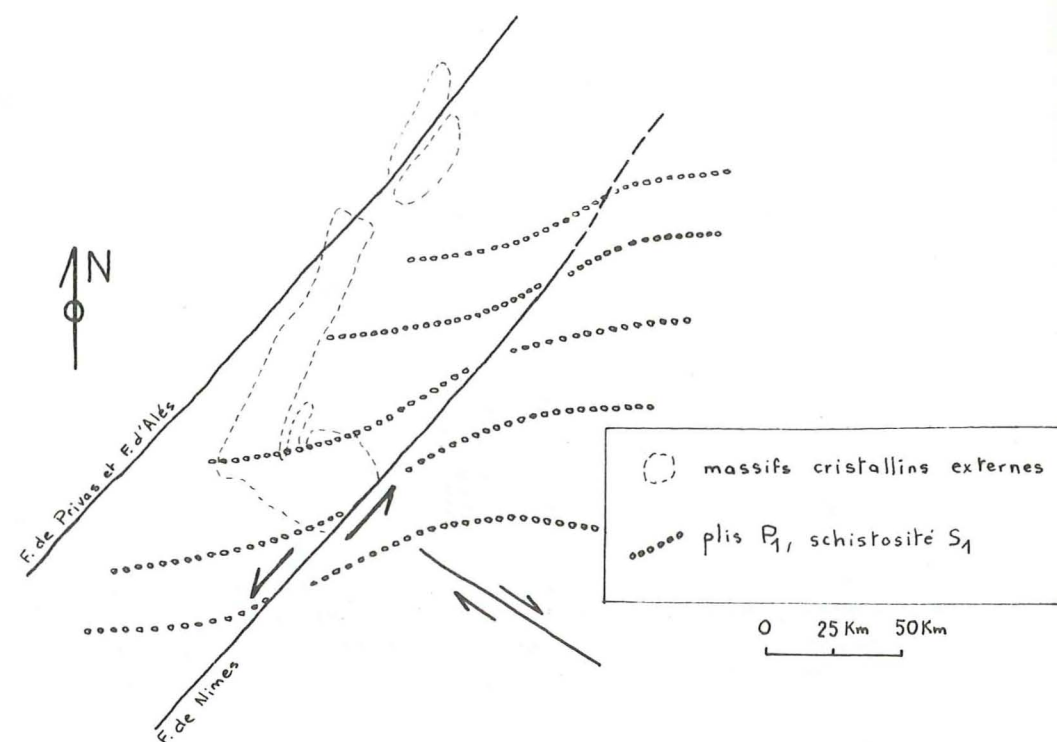
1-1- Stade de déformation 1 :

Le rapport assez évident qui existe entre la situation et la direction des plis anté-schistosité S<sub>2</sub> et ceux des chaînes subalpines méridionales, nous permet de penser que les premières déformations (plis P<sub>1</sub> à peu près Est-Ouest) affectant la zone étudiée, datent du Crétacé supérieur (entre 100 et 80 millions d'années). Il est probable que cette déformation varie en intensité et en âge selon les régions considérées (M. Lemoine, 1972). Ce plissement P<sub>1</sub> se traduit en Dauphiné par des trains de plis assez réguliers, peu resserrés, dont l'amplitude diminue vers le Nord jusqu'à une limite que l'on peut situer à peu près selon l'allongement actuel de la chaîne de Belledonne. La direction de cette limite (Nord 50°) est oblique par rapport à la direction des plis P<sub>1</sub> (Nord 90 à Nord 70°). Les plis P<sub>1</sub> Nord 70° apparaissent comme une déviation locale près de la zone limite.

Vers l'Est, et surtout vers le Nord-Est, dans la zone arvinche, le style des plissements P<sub>1</sub> tend à évoluer dans le sens d'une accentuation de la contraction et de la densité des plis. De plus apparaît une schistosité S<sub>1</sub> de plan axial (R. Barbier et J.C. Barféty, 1972). Dans cette région, en dépit de perturbations apportées par les chevauchements ultérieurs, les directions des plis P<sub>1</sub> sont Nord 90 à Nord 100°.

Ce modèle cinématique des déformations des Alpes occidentales et la carte ci-contre ont été présentés par P. Vialon au deuxième colloque suisse à Fribourg (Février 1973) sous le titre : "Les déformations synschisteuses superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales".





- Fig. 199 - - Carte schématique des plis P1  
- Stade de déformation 1.

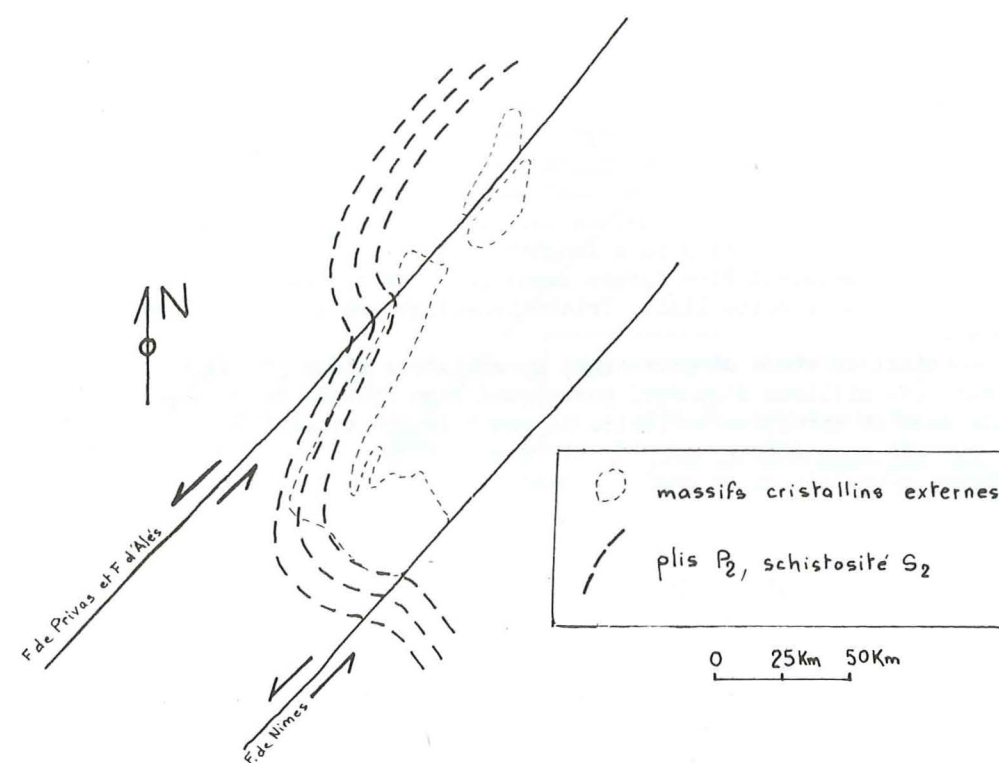
Ce plissement P1 (antésénien, 100 millions d'années) implique une contraction Nord-Sud qui s'atténue vers le Nord, mais devient importante à l'Est au point de permettre l'apparition d'une schistosité S1 (zone arvinche). La direction de ce plissement est infléchi le long d'une limite sensiblement Nord 50°. Nous nommerons Z1, cette contraction Nord-Sud qui a une bonne régularité directionnelle, en dépit des inflexions signalées et de l'augmentation d'intensité de l'Ouest vers l'Est.

#### 1-2- Stade de déformation 2.

Les plissements P1 sont repris par une déformation plus intense (plis P2) toujours liée à l'apparition d'une schistosité S2 de plan axial. Cependant, ce nouveau plissement dépasse les régions précédemment affectées par le stade 1.

Dans les régions où il y a superposition des deux déformations, l'orientation locale de la contraction est telle que les nouveaux plis P2 recoupent pratiquement perpendiculairement les plis P1. Mais cette direction de contraction Z2 ne paraît pas être constante sur toutes les régions étudiées. En effet, les orientations du plan S2 (X,Y) et des éléments liés, se disposent suivant une courbe qui montre une variation continue de direction Nord 130° à Nord 60° (en passant par Nord 180°) (cf Fig. 200). Dans tous les cas, les allongements synchrones à cet épisode sont parallèles aux axes

charnières des plis P2.



- Fig. 200 - Carte schématique des plis P2 (stade de déformation 2).

La déformation de ce stade se produit dans une ambiance telle qu'elle permet une réorganisation du matériau donnant une schistosité de flux. Cependant, il est probable que l'intensité de la contraction et de ses conséquences varie avec les niveaux qu'elle affecte, étant donné que l'on retrouve S2 depuis le Lias jusqu'au Tertiaire (probablement Priabonien supérieur) dans les synclinaux des Bauges. Il est vraisemblable que les pressions de confinement régnant à ces différents niveaux n'étaient pas les mêmes. On peut également penser que les pressions de fluides interviennent dans la mise en plasticité du matériau. Certains de ces matériaux (calcaires argileux du Lias-Dogger) présentent une imperméabilité telle, qu'elle implique de mauvais écoulements des fluides interstitiels et de ce fait, des stades transitoires de surpression au cours desquels a pu apparaître S2 (J.L. Rumeau et C. Sourisse, 1972). Au contraire, les masses calcaires fissurées du Malm-Eocrétacé, plus compétentes, permettent des écoulements plus faciles ; aucune surpression n'a pu être engendrée, et la mise en plasticité de ces matériaux, par ailleurs en position plus élevée, n'a pu être réalisée. Ils ne comportent donc pas de schistosité. Cependant dans certaines conditions, la schistosité S2 a pu apparaître dans des horizons très élevés. Il est probable que la haute teneur en eau des sédiments concernés doit être également une des raisons de la plasticité locale du matériau. Par exemple dans le synclinal du Trélod (massif des Bauges) où la pression de confinement due à la charge, et la température liée à l'enfouissement au bas d'une pile de sédiments ne peuvent pas être invoquées, ces sédiments priaboniens (marnes à Méletta)



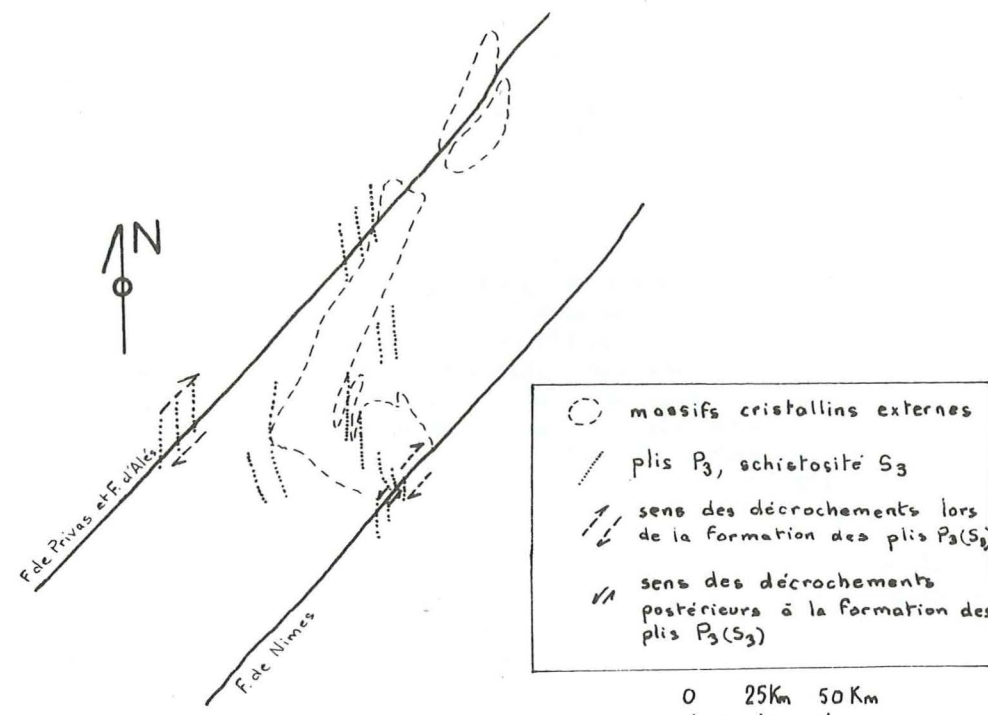
possèdent une schistosité de plan axial qui guide la disposition des cherts calcaréo-siliceux. Il semble ainsi raisonnable de penser que la déformation s'est produite dans un sédiment gorgé d'eau en voie de diagenèse. Cette schistosité syndiagénétique du synclinal du Trélod pourrait être rapportée à une déformation ultérieure. Cependant, nous verrons plus loin que la phase suivante date au moins du Miocène. On doit penser qu'à cette période les sédiments priaboniens avaient depuis longtemps subi une lapidification et les cherts siliceux devaient être formés avant cette déformation (stade 3). Cela permet de dater S2 à cette limite Priabonien-Oligocène (environ 40 millions d'années).

Ainsi ce stade de plissement synschisteux d'âge probable priabonien supérieur (40 millions d'années) correspond à un épisode de contraction importante mais de direction variable, disposant la schistosité S2 en une vaste courbe ouverte vers l'Est. Les Z2 extrêmes sont Nord 40° et Nord 150°. Nous discuterons plus loin de la position possible de l'axe de contraction globale Z2.

### 1-3- Stade de déformation 3.

Après la formation de la schistosité S2, il apparaît un troisième stade de déformation qui se traduit de diverses façons. Il y a des déversements chevauchants des structures P2(S2) qui doivent être mis en relation avec la surrection des massifs cristallins externes. Le mouvement rabat la schistosité S2 vers l'horizontale. On note également : des cisaillements, plissements P3 de la schistosité S2 avec apparition d'une schistosité S3, enroulement des plis P2, fissurations et décrochements éventuellement le long des diaclases formées au stade 2. Tous ces mouvements indiquent un axe de contraction Z3 assez bien réglé, sensiblement Est-Ouest, avec des directions d'allongement X3 verticales, ou quand les structures sont déversées, des directions d'allongement en moyenne dans le plan vertical perpendiculaire à S3. Cependant la disposition de ce Z3 est soumise à quelques inflexions dont la plus marquante est située au niveau du hiatus Sud Pelvouxien. On doit penser que dans cette région, une déformation postérieure est intervenue.

Les différents événements de ce stade 3 tendent à rendre plus méridiennes les structures antérieures selon les mécanismes de déformation précédemment décrits. Ils peuvent être mis en relation avec les plis affectant le Miocène du Bas Dauphiné (M. Payre, J.F. Gamond, P. Vialon, 1973) dont les directions et le mode de formation sont équivalents. Ces événements sont probablement synchrones des chevauchements en Chartreuse (M. Gidon, 1964). On peut donc dater ce stade du Tortonien final (à peu près 10 à 15 millions d'années).



- Fig. 201 - Carte schématique du stade de déformation 3.

Après cette étape, peuvent se réaliser les dernières surrections des massifs cristallins traduites par des grandes failles normales: (Grésivaudan, "bassin" de Bourg d'Oisans). Classiquement on date ce phénomène de Porto-Fluocène.

## 2 - INTERPRETATION ET MODELE CINEMATIQUE DES DEFORMATIONS

### 2-1- Les accidents de type cévenol dans le socle alpin.

Les masses cristallines constituant le socle des régions étudiées doivent être divisées en deux secteurs : celui de Belledonne-Tailleur et celui du Pelvoux. F. Carme (1971) a montré qu'entre le domaine de Belledonne-Tailleur et les Cévennes il y avait une homologie parfaite, tant en ce qui concerne les formations pétrographiques et leur évolution que en ce qui concerne le réseau de fractures majeures. Dans ces régions, les orientations des trois grands systèmes de fractures hercyniens sont :

- Les accidents du type "sillon houiller", approximativement Nord 30°, jalonnés effectivement par des sédiments carbonifères.
- Le système "conjugué" de type cévenol, sensiblement Nord 50° et Nord 170°, dont les exemples les plus classiques sont les failles des Cévennes à peu près Nord 50° (Privas, Alès, Nîmes...) que nous dénommerons ici "accidents cévenols", et la faille de Villefort (Nord 170° environ).



Nous verrons que cette similitude n'est pas entièrement conservée au niveau des masses cristallines pelvosiennes.

On sait également qu'en bordure des Cévennes, les accidents cévenols ont eu un grand rôle paléogéographique durant tout le Mésozoïque et le Tertiaire, ainsi que lors des déformations subséquentes.

Dans le Bas-Dauphiné on a également pu relier les plissements fini-Miocène (stade 3) au mouvement cisailant dextre le long des fractures de socle Nord 50°. La position de telles failles permet facilement de les paralléliser avec les accidents de Privas et d'Alès. Les travaux récents sur les bordures de Belledonne (J.C. Barféty et al, 1972), dans les Aiguilles Rouges et le Mont Blanc et surtout dans le Vercors (H. Arnaud, 1971, 1973) permettent également d'attribuer un rôle essentiel aux accidents cévenols dans la déformation de la couverture alpine. Ainsi les zones fractures de Vizille, de la Cléry, de Monée, de Presles etc...) seraient dans la couverture, soit les répliques parallèles des failles de socle, soit des conséquences de second ordre. Les données géophysiques ou les sondages pétroliers en Bas-Dauphiné (cf les données rassemblées par H. Arnaud et G. Monjuvent pour la carte géologique de Romans au 1/50 000) précisent cette dépendance des domaines de sédimentation et des déformations de la couverture subalpine avec les structures prolongeant vers l'Est le domaine cévenol. A cet égard, les travaux de P. Artru (1972) sont parfaitement clairs : Les directions Nord 50° délimitent vers le Nord-Ouest, en une flexure très continue, le bassin de sédimentation des Terres Noires. L'orientation de cette plateforme du Bas-Dauphiné influence durant tout le Mésozoïque bien d'autres événements : domaine de sédimentation, d'évolution diagénétique, de répartition des éléments traceurs ; directions de courant, limites de faciès, épaisseurs de sédiments etc...

Vers le Sud-Est, l'examen de la littérature et des cartes permet de la même façon, et avec des arguments semblables, de situer une zone d'accidents majeurs sensiblement parallèles. Ils se situeraient au niveau où nous plaçons le "hiatus Sud-pelvousien" et se trouvent donc marqués par des discontinuités importantes dans la prolongation des structures de couverture. Cet accident Sud-pelvousien délimite en fait approximativement la bordure actuelle, Sud-Est, du massif et M. Gidon (1965) en a déjà pressenti l'importance en décrivant les rejeux dextres dans diverses répliques parallèles (synclinal d'Ailefroide, écaille et accident de l'Eychauda etc...). On peut également en voir le reflet dans la disposition des différents faciès des Grès du Champsaur et des directions de courant (Nord 50° en moyenne) étudiées dans ces sédiments nummulitiques (J. Perriaux et J.P. Uselle, 1968) ou dans les données fournies par P. Artru, (1972).

Le socle des régions étudiées ici paraît donc marqué par de grandes zones d'accidents cévenols qui sont visibles de bien des façons dans la couverture. Ce sont :

- Au Nord-Ouest les prolongements des failles de Privas et d'Alès. Cette zone faillée doit rejoindre par divers relais et répliques le synclinal de Chamorix en suivant la basse vallée de l'Isère (où plusieurs contrôles permettent d'assurer sa présence (J.F. Gamond, carte Romans 1/50 000), se poursuivre dans les massifs de Chartreuse et des Bauges (où elle ne peut se distinguer que par ses conséquences dans la couverture : plis subméridiens chevauchants vers l'Ouest reprenant des structures plus anciennes, failles de second ordre décrochant les plissements etc...). Cette zone de failles doit recouper le Grésivaudan puis l'extrême pointe du massif de Belledonne en Beaufortin où elle a été reconnue par F. Carme. Soulignons l'obliquité de cette fracture majeure sur l'orientation actuelle du massif de Belledonne dont la faille bordière (faille de Vizille) apparaît à la fois comme une fracture de socle de type sillon houiller et comme une faille de second ordre (reprenant une direction ancienne) se greffant sur la fracture princi-

pale. Rappelons enfin que l'existence de cette zone faillée n'est guère accessible que par les résultats de son jeu en décrochement dextre, mais que systématiquement ces structures recouvrent des déformations plus anciennes.

- Au Sud-Est le prolongement de la faille de Nîmes, dont le tracé est marqué par des accidents de même orientation dans les couvertures de Provence et des Baronnies. Les différents relais et satellites viennent limiter le massif du Pelvoux entre St Bonnet en Champsaur et Briançon où plusieurs répliques sont directement observables : accidents de Beaufin, du Haut Champsaur, d'Ailefroide, etc... Vers le Nord-Est on peut envisager son prolongement par les fractures "transversales" de la région de Briançon et la limite Sud-Est du massif d'Ambin, et même sa coalescence avec les sutures de Locana (entre Grand Paradis et Sezia Lanzo) et Ivrea. Mais dans ce domaine, ces zones de failles se trouvent à des niveaux structuraux différents de celles de l'Ouest et elles doivent donc se matérialiser différemment.

Hors des zones étudiées ce canevas se poursuit. Il est important de souligner que les travaux récents tendent de plus en plus à faire jouer un rôle déterminant dans les déformations alpines aux grandes fractures Nord 50° de toute la bordure orientale du Massif Central français et du Morvan (failles de St Etienne, bassins du Creusot et d'Autun) et de leurs prolongements vers le Nord-Est (seuil de Belfort, Vosges etc...) (cf travaux de M. Mattauer et al - 1971, G. Montjuvent et J. Sarrat - 1972, M. Ruhland 1973 etc...).

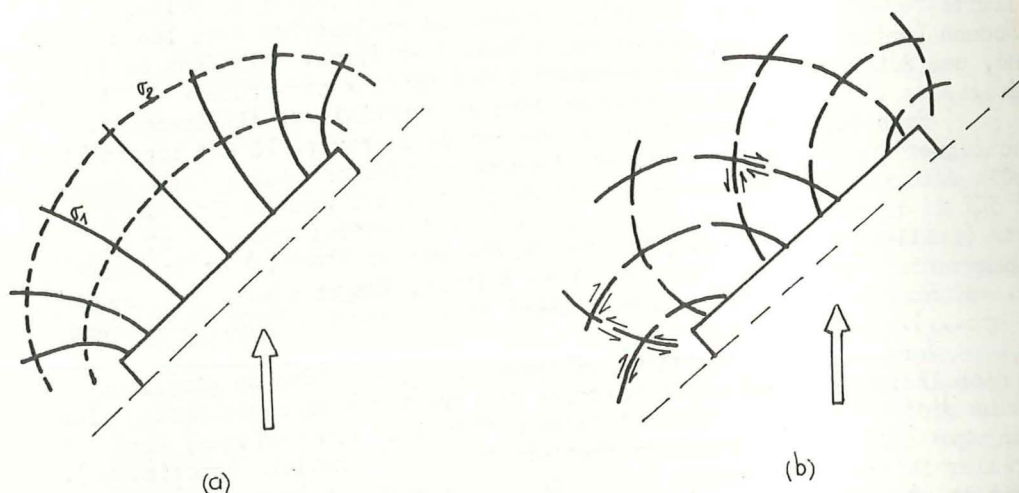
Vers les Alpes maritimes et provençales, le schéma se complique mais n'en indique pas moins l'importance des fractures de socle ancien plus ou moins profondes. Là cependant le réseau "cévenol" (ou varisque) Nord 50° se conjugue avec une direction de fracture Nord 140° environ (armoricaine). Au premier faisceau appartient la bordure Nord-Ouest des Maures dont on connaît le rôle dans la paléogéographie et la structure provençale (c'est ainsi un pendage fort exact des fractures d'Alès-Privas et de Nîmes) que l'on peut relier à la ligne sismique active Marseille-Haute Ubaye, ainsi qu'à une remontée de la discontinuité de Mohorovicic (M. Recq, 1972). Les failles de décrochement longitudinales du massif de l'Argentera et de ses bordures seraient de la deuxième famille (environ Nord 140°).

Il apparaît ainsi que les dispositions du socle hercynien, et particulièrement de ses grandes fractures de type cévenol, sont un trait important, voire déterminant, sur lequel se sont guidées les déformations alpines. Ce sont des accidents dont le dernier mouvement est un coulisement dextre et les plissements de notre stade 3 en sont les réponses dans la couverture. Une déformation de ce type semble tout à fait normale puisque nous avons vu que l'axe de contraction Z3 de cette période était sensiblement Est-Ouest. Cependant, on sait qu'un tel bâti fracturé très anciennement selon des directions cévenoles Nord 50°, recouvert par une couverture déjà plus ou moins plissée, a été soumis à d'autres déformations antérieures, dont la direction de contraction était Nord-Sud (plis antésénoniens dans le Pelvoux et exemples vus ci-dessus). A ce moment les mêmes failles cévenoles ne pouvaient donc avoir qu'un mouvement décrochant sénestre. Cet épisode a d'ailleurs été décrit en Languedoc-Roussillon où l'extrémité orientale de la chaîne pyrénéenne a été aussi infléchi par le jeu sénestre de ces fractures majeures de socle (M. Mattauer et al, 1972). Il est ainsi probable a priori, et compte tenu des données résumées ci-dessus, que l'histoire des déformations du Dauphiné est liée à une alternance de mouvements sénestres et dextres des failles de type cévenol découpant le socle. La couverture entraînée par ces décrochements successifs devait, en outre, avoir été guidée dès son dépôt par la disposition du socle.



## 2-2- Le modèle Jurassique de Favoni-Laubscher-Kiraly.

Favoni (1961) puis H.P. Laubscher (1972) et Kiraly (1973) ont proposé un modèle dynamique pour la formation des plis du Jura. Ils considèrent, sur la base des directions des plis et des mouvements le long des fractures qui les recoupent, que les directions de contraintes ayant créé le Jura se répartissent, en deux dimensions, selon des familles orthogonales d'ellipses et d'hyperboles matérialisant les traces de  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  (Fig. 202).



- Fig. 202-a - Schéma idéalisé de répartition des contraintes ayant créé le Jura d'après Laubscher-1972.

- Fig. 202-b - Disposition des failles conjuguées dans un tel schéma selon Kiraly -1973.

Dans ces schémas, le bassin mollassique franco-suisse joue le rôle d'un piston. En considérant que l'axe (b) des plis est perpendiculaire à la contrainte maximale  $\sigma_1$ , ces auteurs expliquent ainsi que dans un même événement tectonique, des plis puissent s'orienter comme dans le Jura suivant une demi-ellipse presque parfaite. On peut remarquer que selon un tel modèle, si la base du piston est orientée Nord 50°, les axes (b) des plis pourront avoir une direction de Nord 60° à Nord 140° en une large courbe ouverte vers l'Est.

C'est un schéma qui nous est familier puisque c'est celui auquel nous sommes parvenus après analyse de la schistosité S2.

## 2-3- Modèle cinématique des déformations des régions étudiées.

Sur la base du modèle de Favoni-Laubscher-Kiraly, et du rôle des grandes fractures de socle Nord 50°, on peut proposer le modèle évolutif suivant, pour expliquer la succession d'événements résumée au paragraphe V-1.

Notons d'abord que cette interprétation paraît compatible avec ce que nous avons observé des différentes formations dans les régions étudiées, mais nous ferons également appel, pour étayer notre hypothèse, à des données extérieures à ce secteur.

Les trois stades que nous allons définir sont matérialisés sur les cartes des Fig. 199, 200 et 201.

## Stade de déformation 1 :

Dans un stade précoce (environ 100 millions d'années, phase anté-sénonienne des auteurs), le domaine alpin devait montrer une contraction Nord-Sud. On peut en voir les traces dans l'individualisation des domaines de sédimentation (fosse vocontienne, hauts fonds provençaux et jurassiens, etc...) dont l'orientation est sensiblement Est-Ouest. Cependant, les contours du socle jouent également leur rôle dans ce dispositif et en particulier les directions de fractures Nord 50° (flexure limite de la plateforme du Bas Dauphiné).

Progressivement, les matériaux contractés selon une direction principale Nord-Sud vont se plisser, les axes (b) étant Est-Ouest (plis antésénoniens). Mais les grandes fractures de socle vont également être réactivées et jouer en décrochements sénestres. De ce fait, au droit de ces coulisements, les plis Est-Ouest sont infléchis et, à la limite, peuvent devenir tangents aux grandes failles : c'est notre stade 1 (Fig. 199).

Notons que vers l'Est, ce type de mouvement rencontre un certain frein aux déplacements décrochants, du fait de l'accumulation des masses translitées vers le Nord-Est, mais aussi d'un autre régime ou d'autres dispositions du socle (faille insubrienne Est-Ouest).

Ainsi il existe un gradient de déformation, et il apparaît une schistosité, que nous avons appelée S1, dans la zone Nord-Est (zone arvièche).

## Stade de déformation 2 :

On peut penser que ce mouvement persiste pendant tout l'Eocène au prix de soulèvements, au moins partiels, de blocs entraînés le long des grandes fractures cévenoles.

Ainsi le domaine externe (Vercors-Bauges) est le siège de dépôts continentaux, alors que le socle cristallin de la zone du futur Pelvoux peut être suffisamment soulevé, et soumis à une érosion intense permettant la constitution de flysch (Aiguilles d'Arves).

Le bâti est découpé en blocs plus ou moins soulevés le long de ces fractures Nord 50°, avec une probable dissymétrie : abaissement des compartiments Sud-Est, et relèvement des compartiments Nord-Ouest. On expliquerait ainsi plusieurs faits : par exemple la schistosité existant dans le massif du Mont Blanc (au Sud-Est de la faille de Privas), liée à un écrasement avec recristallisation datée de 40 millions d'années (B. Poty, 1971), et son absence dans les Aiguilles Rouges ; ou bien le laminage des séries triasico-jurassiques dans les flancs Nord-Ouest des synclinaux liasiques du Pelvoux, alors que la couverture est conservée entière bien que renversée sur les flancs Sud-Est (cf M. Gidon, 1965, sur le synclinal d'Ailefroide et Fig. 73).

Ces blocs découpés dans le socle peuvent alors jouer le rôle de moles plus rigides entre lesquels la couverture continue de se plisser, et de plans inclinés sur lesquels elle peut glisser.

Les futurs massifs cristallins jouent ainsi partiellement le rôle de pistons (cf modèle de Favoni-Laubscher-Kiraly). Ainsi naissent les plis de notre stade 2 associés à une schistosité S2 dont les directions se conforment au dispositif en arc ouvert à l'Est. Cette déformation recoupe ainsi les structures précédentes, nées lors du stade 1.

Le cas global évident semble être celui de Belledonne-Pelvoux autour duquel se courbent les directions S2 et les plis P2. Mais un autre exemple peut être trouvé au niveau d'Albertville où la zone de fracture de Privas-Alès isole au Nord un élément de socle sur lequel se moule les plis de la région, et autour duquel se produit une inflexion (qui sera ultérieurement "enroulée" par les plis P3).

La répartition des contraintes selon le modèle de Favoni, Laubscher et Kiraly, qui explique que les directions axiales des plis ( $= \sigma_2$ ) et de la schistosité liée forment des enveloppes autour du corps des pistons, est



compliquée par le jeu des décrochements. En effet, le glissement sénestre le long des failles Nord 50° accentue la courbure des  $\sigma_2$ , et cela se traduit par une inflexion accrue des axes de plis aux abords des fractures de socle. On a vu que la direction des axes de plis et de la schistosité S2 de la région d'Albertville, après restitution dans la position originelle, pouvait atteindre Nord 140°. Cette courbure exagérée peut être imputable aux phénomènes décrits ici.

Mais cette torsion peut aussi être une traduction de la rotation des masses de socle comprises entre les deux failles majeures (Privas-Alès au Nord-Ouest, Nîmes au Sud-Est) jouant en mouvement sénestre. Ce mouvement est celui que montrent les déplacements relatifs de la couverture par rapport à son socle et aussi le dispositif général des structures des parties Sud-occidentales du massif du Pelvoux. On explique ainsi très aisément une rotation, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, mis en évidence récemment par M. Westphal (1973) grâce à des études paléomagnétiques, et jugée alors difficile à comprendre par cet auteur.

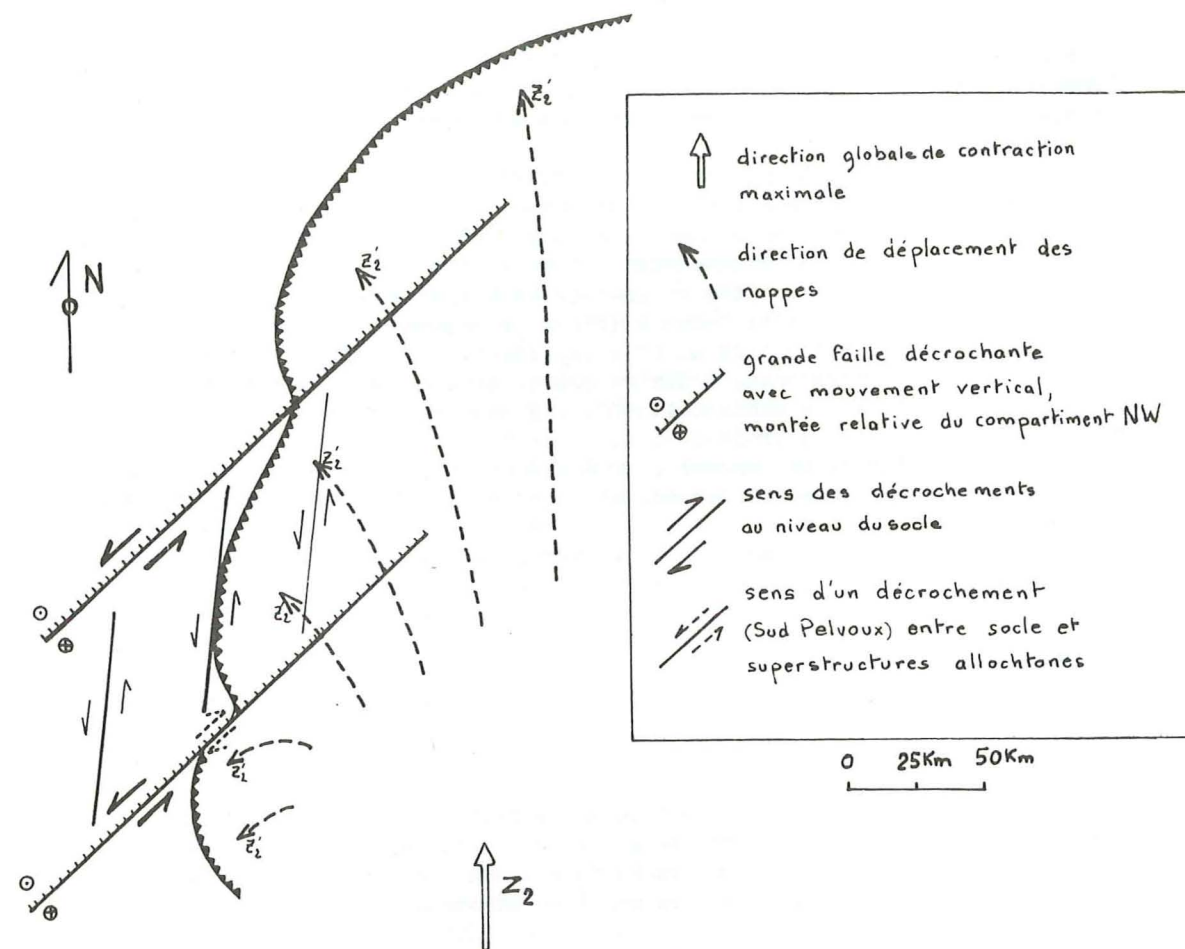
Cette rotation globale à l'échelle du massif est très nette dans le massif du Pelvoux, où elle se voit également dans les grandes structures du cristallin (P. Lefort), mais s'annule au niveau de Belledonne. Cette atténuation de la rotation est d'ailleurs parfaitement visible à une échelle plus réduite quand on passe de la région du Valgaudemar à celle de Bourg d'Oisans. Dans cette dernière, en effet, on voit des "coins" de socle délimités par des fractures Nord 50 et Nord 130° (voir ci-dessus et chapitre III-2) venir pincer le remplissage sédimentaire du synclinal situé entre Belledonne et Pelvoux. On y a noté la prééminence du jeu des failles Nord 50° qui participent ainsi, à leur échelle, à la rotation globale du massif.

Il faut enfin souligner que la rotation générale des masses comprises entre les deux fractures majeures de la région (voir cartes) conditionne également le sens sénestre des décrochements de second ordre de direction approximative Nord 20-30°. Ce sont des fractures qui peuvent s'engager dans d'anciens accidents tel que le sillon houiller (failles bordières de Belledonne, voir aussi Fig. 145), ou être de néoformation et déterminer une nouvelle répartition paléogéographique (failles de Presles, en Vercors : cf H. Arnaud 1973).

Notons cependant que leur rôle est difficile à mettre en évidence en raison d'une reprise par les déformations ultérieures (stade 3) qui donnent souvent à ces failles un rejeu dextre et une forte composante verticale.

Au niveau de la couverture, et dans le même temps que se déplacent les blocs de socle, apparaissent des clivages en plusieurs niveaux de décollement. Des nappes s'individualisent et vont se déplacer en direction du Nord.

Mais, compte tenu de la répartition des déformations, illustrée par le schéma de Pavoni, Laubscher, Kiraly, du basculement vers le Nord-Ouest des blocs de socle, et éventuellement des déviations de ces nappes contre la partie Sud-Est surélevée de ces blocs, les nappes vont pouvoir montrer des diverticules dont la direction apparente et locale de déplacement ( $Z_1$ ) sera vers le Nord-Ouest, l'Ouest ou même le Sud-Ouest (cf Fig. 203). Dans ce dernier cas (Pelvoux Sud), près de la fracture à décrochement sénestre, le mouvement apparent entre la nappe de charriage au Sud-Est et le socle au Nord-Ouest apparaît dextre.



- Fig. 203 - Traces des directions de déplacement des nappes synchrones du stade 2.

Ainsi est-on amené à distinguer :

- les déformations au niveau du socle
- celles au niveau de sa couverture adhérente
- celles au niveau des superstructures allochtones

Ce type de translation doit se produire au Priabonien qui est l'âge de l'arrivée des nappes de l'Autapie (nappe humide) dans le bassin des grès d'Annot dont elles arrêtent la sédimentation. C'est également l'époque où au front de la nappe de Morcles, l'Ultrahelvétique vient clore la sédimentation du bassin helvétique. Rappelons que la schistosité S2 peut encore apparaître dans un sédiment fini priabonien en cours de diagenèse.

Il est enfin important de souligner qu'au cours de cette déformation P2, l'allongement maximal se fera selon l'axe (b) des plis.



### Stade de déformation 3 :

Après le stade 2 se situe une érosion qui donne lieu au dépôt de la molasse. A la fin de sa sédimentation intervient un nouvel épisode de déformation probablement lié à la translation Ouest-Est du domaine européen puisque les éléments mesurés impliquent une contraction sensiblement Ouest-Est.

A ce stade, la direction de contraction est assez régulière, avec déversement des structures vers l'Ouest comme en témoignent les positions des plans de chevauchement, la naissance de la schistosité S3, la direction d'allongement maximal qui est située dans un plan vertical perpendiculaire aux plans axiaux des plis cisailés (plis-failles à toutes les échelles). Cependant, la disposition des structures édifiées précédemment et les failles du socle Nord 50° jouent toujours un rôle important. C'est ainsi que celles-ci sont soumises à un décrochement dextre compte tenu de leur orientation par rapport au nouvel axe de contraction Z3. Les couvertures sont ainsi déformées par ce coulisement profond et il apparaît des plis P3 en échelons le long de ces fractures. Par exemple, en Bas Dauphiné, le domaine molassique entre Valence, St Nazaire en Royans, et la cluse de l'Isère, montre effectivement ce dispositif simple en raison de l'absence de plissement antérieur (plis en échelons dans la molasse - M. Dayre, J.F. Gamond, P. Vialon, 1973). Partout ailleurs ce sont d'anciennes structures qui sont reprises.

En se référant à une disposition moyenne de S3, et à différentes attitudes de S2 dont nous avons vu les positions complexes, on peut envisager trois cas limites :

- les plans S2 et S3 sont confondus : la schistosité S3 s'engage dans la schistosité S2, avec allongement dans un plan vertical perpendiculaire à cette schistosité S3 verticale ou déversée (bordure Ouest du synclinal de Bourg d'Oisans).

- Les plans S2 et S3 font un angle faible : ce cas est réalisé aux abords des grandes fractures de socle Nord 50°. Des diaclases Nord 110 à Nord 120° synchrones des plis P2 ou P3 fonctionnent en décrochement sénestre. Ce type de déformation peut ou non être accompagné de schistosité S3 qui apparaîtra seulement si son plan potentiel fait un angle suffisant avec la schistosité S2, ce qui arrive par exemple lorsque S2 est déversée (cf Grésivaudan Sud, et bordure Est du synclinal de Bourg d'Oisans).

- Les plans S2 et S3 font un angle fort, cela apparaît par exemple dans la région d'Albertville où les plis P3 enroulent les structures du stade 2.

Au cours de cet épisode, les éventuels chevauchements vers l'Ouest, consécutifs aux différentes répartitions des Z2 indiquées dans la Fig. 202 vont également être accentués. On peut penser que c'est à ce moment que se produisent en Embrunais-Gapençais l'accentuation du déplacement de la superstructure constituée par la nappe du Parpaillon sur la nappe de l'Autapie en direction du Sud-Ouest (C. Kerckhove, 1970). De ce fait, à ce niveau, le mouvement dextre apparent, entre socle et nappe, au Sud-Est de la fracture Sud-Pelvousienne (faille de Nîmes) est également accentué. Cela se manifeste sur l'avant-pays où s'épanchent les nappes, ce qui crée les bourrelets frontaux du chevauchement de Digne (qui pourront se poursuivre vers l'Ouest).

Il y a aussi déviation des plis P2 à schistosité S2 soit par création de schistosité S3 aux abords de la fracture (synclinal de Méollon), soit par des failles méridiennes de décrochement dextre décalant le flanc Est du pli de Remollon (Fig. 190). Dans cette région pourtant, il est probable que l'influence des mouvements Sud-Nord persiste : en effet, au Nord-Ouest de la faille Sud-Pelvousienne, la schistosité S3 peut être déviée dans le domaine de la couverture adhérente au socle et indique un mouvement sénestre (Synclinal des Aiguilles de Morges). On voit donc bien dans cette région le comportement différent entre la couverture adhérente

au socle au Nord-Ouest de la faille (mouvement sénestre profond) et la superstructure du Sud-Est de cette faille (mouvement dextre par rapport au socle).

En ce qui concerne les conditions thermodynamiques des déformations des stades 2 et 3, l'étude des inclusions fluides des cristaux apparus dans les fentes tectoniques synchrones nous donne des densités de fluide de cristallisation assez constantes sur l'ensemble des régions étudiées. Les températures d'homogénéisation qui sont des températures minimales puisqu'elles correspondent à des pressions négligeables, varient de 145° à 165°C.

En fait, les déterminations de températures faites par B. Poty dans le Pelvoux nous permettent de penser que les températures et pressions doivent se situer entre 250 et 350° C et 1800 et 2500 bars. Ces valeurs élevées sont assez surprenantes, mais du même ordre de grandeur que celles obtenues par d'autres auteurs ayant travaillé sur ce sujet, (Durney D.W (1972)).

L'interprétation de ces résultats nous conduit à envisager au moins deux solutions :

- Soit la pression de fluide est au maximum égale à la pression lithostatique, dans ce cas, pour 2000 bars il faut un recouvrement de 8000 m (gradient géothermique moyen 35°C/km).

- Soit il y a eu des surpressions de fluides locales supérieures à la pression lithostatique, mais dans ce cas on doit admettre un plus fort gradient géothermique moyen.

### 3 - CONSEQUENCES ET RELATIONS AVEC LES DEFORMATIONS MAJEURES CONNUES DANS LES ALPES.

On sait que l'essentiel du plissement alpin résulte de la collision entre un domaine méridional que l'on qualifiera d'africain, et un domaine septentrional, qualifié d'européen dans lequel nous avons succinctement replacé les fractures majeures (Nord 50°). Ce mouvement de blocs est commandé par l'ouverture précoce de l'Atlantique Sud (vers 130 millions d'années) qui entraîne le domaine africain en une translation Sud-Nord contre le domaine européen. Ce déplacement est perturbé ultérieurement par un glissement d'Ouest en Est du domaine européen consécutif à l'ouverture plus tardive de l'Atlantique Nord (80 millions d'années). En fait ce schéma est compliqué par des périodes d'arrêt des rides d'expansion de l'Atlantique Nord, pendant lesquelles la translation africaine prévaut, et le déplacement de l'Ouest vers l'Est du domaine européen est essentiel surtout à partir de 50 Millions d'années. Les différentes étapes et variations de grands déplacements de plaques doivent retentir sur les directions et les valeurs de la contraction dans le domaine de collision où les Alpes sont nées.

Le schéma cinématique proposé n'est pas simple, mais il permet d'expliquer en Dauphiné-Savoie les différentes observations des déformations gravées dans les matériaux schisteux dont l'homogénéité est indéniable sur toute la région, et qui doivent donc être expliquées de manière globale.

Il ressort cependant que l'essentiel des déformations du secteur étudié est reliable à un axe de contraction Z initial et majeur Nord-Sud qui entraîne la réalisation de structures ultérieures soumises à un serrage Est-Ouest relativement plus discret. Notons que les plis P2 peuvent être Nord-Sud et seront donc d'autant plus facilement déviés vers l'Ouest lors de la phase P3.

En fait, si l'on considère les Alpes occidentales dans leur ensemble, on doit noter que l'arc franco-italien n'est qu'un chaînon Nord-Sud accidentel dans la chaîne Est-Ouest. En outre, il est évident que les grandes



nappes, à flèche de recouvrement prouvée de plusieurs dizaines de kilomètres, sont essentiellement liées à des déplacements vers le Nord ou vers le Nord-Ouest. On peut même tracer approximativement entre Annecy et Briançon une limite occidentale de ces zones de nappes :

- A l'Ouest, il y a peu de recouvrement à flèche importante visible, sauf pour la nappe du flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye dont on sait la valeur superstructurale et dont la direction de translation est localement déviée, et canalisée le long des accidents de socle.

- A l'Est de cette ligne au contraire, il y a de grandes nappes au recouvrement très important et en particulier les seules nappes où le socle et la couverture métamorphisée sont impliqués. En outre on constate que d'Ouest en Est apparaissent, successivement des nappes superficielles puis de plus en plus profondes, ce qui implique un plongement axial général apparent vers l'Ouest-Sud-Ouest.

Dans ce schéma, les régions étudiées constituent la limite occidentale du domaine des grands chevauchements, qui s'amortissent ainsi (avec des bavures en direction de l'Ouest) en grands décrochements sénestres au niveau de la couverture décollée (C. Kerckhove, M. Gidon, J.C. Barfety; 1969) et dont la direction est méridienne et s'infléchit jusqu'à Nord 50° vers le Nord-Est. Ces décrochements ont le même sens que celui des fractures "cévenoles" et subméridiennes du socle.

Dans les Alpes franco-italiennes, d'autres caractères significatifs étayent cette notion de chaîne initiale Est-Ouest. En effet, tous les plissements synmétamorphiques de Dora Maira, Grand Paradis, Ambin, Val d'Aoste, schistes lustrés en général, sont pour l'essentiel organisés selon un canevas dit transversal, c'est-à-dire grossièrement Est-Ouest. Les plissements Nord-Sud y sont en effet subsidiaires et surtout rattachables à des fractures plus ou moins chevauchantes. De bons éléments commencent d'ailleurs à démontrer que les recrystallisations ainsi réglées s'étagent entre le Crétacé (environ 100 Millions d'années) et l'Eocène supérieur (environ 40 Millions d'années). Ce sont les périodes que nous affectons à nos différentes déformations initiales associées à une contraction Nord-Sud. On peut également rappeler que la période d'écrasement des schistes cristallins du Mont Blanc (que l'on peut relier à l'époque de création de S2) est fixée à 40 Millions d'années (Lentwein, B. Poty et al, 1970).

Ainsi ce régime de contraction de direction Nord-Sud qui se traduit par des plis Est-Ouest plus ou moins déviés le long des fractures "cévenoles" de direction Nord 50°, commence à être assez bien démontré par différentes voies. Il faut souligner que tous les plissements Est-Ouest ne sont pas forcément synchrones, mais qu'ils ont pu s'échelonner durant toute la contraction Nord-Sud (c'est-à-dire débuter dans le Crétacé), et, sans se poursuivre de façon continue mais au contraire avec des périodes de rémission durant lesquelles s'installe la contraction Est-Ouest, s'achever avec le Tertiaire (au moins localement) et en tout cas après notre stade 3 (Pelvoux Sud).

Quant à l'épisode tardif fini Miocène qui accuse les structures primitivement Nord-Sud et rend plus méridiennes celles qui étaient obliques à la direction Est-Ouest du nouvel axe de contraction, on doit penser que son rôle est relativement mineur. Cependant, il a pu localement être assez important et s'étager sur une période comprenant tout le Miocène.

Au Sud du Gapençais, limite méridionale de notre étude, les effets de ce serrage tendent à être parallèles aux déformations antérieures. La schistosité S3 n'apparaît que dans l'Oligocène supérieur où il n'y avait évidemment pas de schistosité S2 antérieure.

Dans les régions plus septentrionales, le stade 3 semble débuter plus tardivement, à la fin du Miocène, (de 10 à 15 Millions d'années) et doit être contemporain de la période de cristallisation dans les fentes d'extension du massif du Mont Blanc (Lentwein, B. Poty et al, 1970).

Notons en outre que ce stade se confond avec, et se poursuit par la surrection des massifs cristallins (Belledonne, Mont Blanc) qui sont des mouvements entraînant l'ouverture de ces fentes d'extension.

Ce modèle cinématique des déformations sur les bordures des massifs cristallins externes doit être considéré comme une hypothèse de travail.

Il implique que sur un bâti de socle comportant de grandes failles Nord 50°, l'essentiel des déformations alpines est une contraction Nord-Sud jusqu'à la fin de l'Eocène, compliqué par une contraction Est-Ouest tardive, à partir du Miocène.



G L O S S A I R E

Anisotropie : Se dit d'un corps dont les propriétés varient avec la direction considérée.

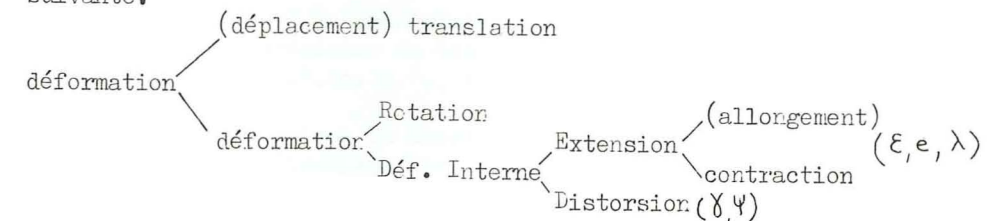
Aplatissement : Déformation interne dans laquelle il y a contraction suivant un axe principal de déformation et allongement suivant les deux autres.

Axes principaux de la déformation : en un point, ce sont trois directions triorthogonales pour lesquelles la distorsion est nulle.  
On appelle X, Y, Z les axes principaux d'une déformation finie. Dans le cas où il y a plusieurs stades de déformations successives, on a utilisé ces axes X, Y, Z, pour caractériser les états successifs de déformation finie : (X1, Y1, Z1) pour le stade 1, (X2, Y2, Z2) pour le stade 2, etc....

Compétence : Terme difficile à définir simplement car il tente de rassembler les caractères physiques, chimiques et mécaniques d'un matériau. On parle de matériau compétent et incompétent en termes relatifs. Très schématiquement, d'après nos observations et les modèles décrits dans le chapitre I, on peut donner le tableau ci-dessous :

<u>matériau compétent</u>	<u>matériau incompétent</u>
+ visqueux	- visqueux
+ fragile	- fragile
+ calcaire	- calcaire
- argileux	+ argileux
banc épais	finement lité.

Déformation \* : modification des distances mutuelles des différents points d'un corps. La transformation qui fait passer un objet du stade non déformé au stade déformé peut se composer de plusieurs transformations élémentaires. Nous avons adopté la convention de langage suivante :



Les définitions précédées d'un astérisque sont extraites du dictionnaire de Rhéologie, réédition 1972, dans les Annales de l'Institut Technique du Bâtiment et des Travaux Publics n° 295-296.



Déformation de cisaillement \* (shear strain) : C'est une déformation dans laquelle le déplacement au voisinage d'un point est continu, parallèle à une direction fixe et proportionnel à la distance à un plan fixe qui contient cette direction. Fréquemment, pour simplifier, on a utilisé seulement le terme cisaillement.

Distorsion \* : variation de l'angle formé par deux segments issus d'un même point, qui étaient perpendiculaires entre eux avant déformation.

Etirement : Déformation interne dans laquelle il y a allongement suivant un axe principal, et contraction suivant les deux autres.

Fragile \* (brittle) : Se dit du comportement d'un solide lorsqu'il se rompt sans déformation permanente appréciable.  
Se dit aussi du mode de rupture d'un solide lorsque la séparation des parties du solide est acquise à la suite d'un faible déplacement relatif des deux lèvres de la surface de rupture.

Glissement \* (slip) : Désigne un déplacement relatif de deux corps ou de deux parties d'un corps séparés par une surface, tel que les deux corps ou les deux parties restent en contact. Si la surface est un plan, le déplacement relatif est parallèle au plan.

Plastique \* (adj.) (plastic) : Se dit des déformations permanentes d'un solide et du comportement d'un solide lorsqu'il reçoit des déformations permanentes.

Viscosité \* (viscosity) : Propriété physique impliquant une dépendance entre les contraintes et les vitesses de déformation.

# BIBLIOGRAPHIE

- Aprahamian J. (1968). Etude géologique des montagnes du Beaumont et de la Salette (Isère). (Thèse 3<sup>ème</sup> cycle - Grenoble).
- Arnaud H. (1971). Le plateau de Glandasse : structure et place dans le cadre géologique régional. Essai d'interprétation photogéologique de la fracturation du Vercors Sud-Oriental. (Géologie alpine - TLG - G - Tome 47, p.25-44).
- Arnaud H. (1971). La zone de Borne, secteur intermédiaire entre le Vercors et le Dévoluy, principaux caractères et relation entre la tectonique et la paléogéographie (C.R.Ac.Sc., T. 272, p. 12-15).
- Arnaud H. (1973). Mise en évidence d'un important décalage antémiocène de sens sénestre le long de la faille de Presles (Vercors occidental). (C.R.Ac.Sc., T. 276, p. 2245-2248).
- Arnaud H. et Montjoyant G. Notice carte géologique Romans 1/50 000 (à paraître).
- Arthaud F. et Mattauer M. (1969). Sur les décrochements Nord-Est-Sud-Ouest sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. (C.R. som. S.G.F., f.8., 17-11-69, p. 290-291).
- Arthaud F. (1969). Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles (Bull. Soc. Géol.Fr., t.XI, p.729-737).
- Arthaud F. (1970). Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinal de l'Iglesiente (Sardaigne). (Thèse - Montpellier).
- Arthaud F. et Mattauer M. (1972). Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du Golfe du Lion (C.R.Ac.Sc.P., t. 274, p. 524-527).
- Artru P. (1972). Les Terres Noires du bassin rhodanien -Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, sédimentologie et géochimie. (Thèse Lyon, Mars 1972).
- Autran A, Fonteilles M, Goguel J et Guitard G. (1972). Sur l'origine de la schistosité (C.R.Ac.Sc.P., t. 274, série D., p.1889-1891).
- Ayrton S. (1959). Déformations des séries autochtone et helvétique au Sud-Est du Mont Blanc. (Eclogae geologicae helvetiae, Vol. 62, n° 1).
- Badoux H. (1963). Les Bélemnites tronçonnées de Leytron (Valais). (Bull. Labo. Geol. Min. Géophys Muséum Géologie Université de Lausanne, 138, 1-3).



- Badoux H. (1972). Tectonique de la nappe de Morcle entre Rhône et Lizerne. (Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, Nette série, 143<sup>e</sup> livraison).
- Baer A. (1956) La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de P. Fourmarier (Geol. Rundschau, Bd 45, h. 2, p. 234-247).
- Barbier R. et Garriel O. (1959). Le style tectonique du dôme de Remollon près de Gap (Hautes Alpes). C.R. Ac. Sc. P. 249 p. 377-379).
- Barbier R. (1961). Les reliefs vindéliques et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias (Colloque du Lias français, Chambéry).
- Barbier R. et Barféty J.C (1972). Les structures Est-Ouest de la zone ultra-dauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification (TLG Géol. Alpine. t. 48).
- Barféty J.C., Gidon M. et Mouterde R. (1970) Observations stratigraphiques et structurales sur le mésozoïque des environs de Bourg d'Oisans. (Isère). Géol. Alpine, TLG.G., t. 46, p. 23-28).
- Barféty J.C., Debelmas J. et Mouterde R. (1972). Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen de la bordure Ouest et Sud-Est du massif de Belledonne (Isère). (Géol. Alpine, t. 48, Fasc1, p. 61-86).
- Barféty J.C., Gidon M. et Kerckhove C. (1968) Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. (C.R.Ac.Sc.P., t.267, p.394-397).
- Bartoli F. (1973) Thèse de 3ème cycle (Grenoble).
- Bayly M.B. (1970). Viscosity and anisotropy estimate from measurement of chevron folds (Tectonophysics 9 n5).
- Biot M.A. (1961). Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis (Bull. of the Geol. Soc. of America, t. 72).
- Biot M.A. (1964). Theory of internal buckling of a confined multilayered structure. (Bull. of the Geol. Soc. of America, t. 75, p. 563-568).
- Breton J.P. (1972). Contribution à l'étude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenas (Haute Savoie). Thèse de 3ème cycle. Orsay. Paris Sud.
- Bornuat M. (1962). Etude de la couverture sédimentaire de la bordure Ouest du massif des Grandes-Rousses au Nord de Bourg d'Oisans (Isère) (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 38, p. 145-203).

- Burns K.L. and Spry A.H. (1969). Analysis of the shape of deformed pebbles. (Tectonophysics 7 n3).
- Carne F. (1970). Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. (C.R.Ac.Sc, t. 271, série D, n° 25, p. 2232-2235).
- Carne F. (1971). Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. (C.R.Ac.Sc, t. 273, p. 2038-2040).
- Carson W.P. (1968). Development of flow cleavage in the Martinsburg shale, Port Jervis South Area. (Tectonophysics 5 n6).
- Chapple W.M. (1968). Folded shape and Rheology. The folding of an isolated viscous plastic layer. (Tectonophysics 7 n2).
- Chapple W.M. (1968). A mathematical theory of finite amplitude folding. (Geol. Soc. America. Bull., V. 79, p. 47).
- Chapple W.M. (1970). The finite amplitude instability in the folding of layered rocks. (Can.J. of Earth Sciences, Vol. 7 n.2, p.457-466).
- Choukroune P. (1971). Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation, avec schistosité, grace aux cristallisations synkinématiques dans les zones abritées (pressure shadow). Bull. Soc. Géol. Fran. 7<sup>e</sup> série, t. 13, n° 3-4., p. 257-271. (Parution Mars 73).
- Cobbold P.R., Cosgrove J.W., Summers J.M (1971). Development of internal structure in deformed anisotropic rocks. (Tectonophysics. 12 n1).
- Curie J.P., Patinod H.W, Trump R.P (1962). Development of folds in sedimentary strata. (Geol. Soc. Am. Bull. 73., p. 655-674).
- Daubrée G.A. (1876). Expérience sur la schistosité des roches et sur les déformations des fossiles. Corrélation à ce phénomène. (C.R.Ac.Sc. 82., (15) p. 798).
- Dayre H. (1970). Lois de rupture d'un schiste ardoisier présentant une linéation dans le plan de schistosité. (Congrès de Mécanique des Roches, Belgrade).
- Dayre M. et Khalaf F. (1971). Etude du comportement des matériaux anisotropes schisteux. (Symposium Franco-Polonais : Problèmes de Rhéologie. Varsovie 14-18 Décembre 1971).
- Dayre M, Gamond J.F. et Vialon P. (1972). Mise en évidence du rôle des fractures de décrochement de type dévénol dans la formation de certains plissements subalpins. (A paraître).
- Debelmas J. (1963). Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 39, p. 125-171).
- Desthieux F et Vernet J. (1968). Les failles inverses du flanc Nord du Rochail. (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 44, p. 113-115).
- Dewey J.F. (1965). Nature and origine of kink-band. (Tectonophysics 1 (6), p. 459-494).



- Dieterich J.H. and Carter J.L. (1969). Stress history of folding. (Am. Jour. of Science, Vol. 267, p.129-154).
- Dieterich J.H. and Onath E.T. (1969). Slow finite deformations of viscous fluid. (J.Geoph. Res. 74, p. 2081-2088).
- Dieterich J.H. (1969). Origine of cleavage in folded rock. (Am. Jour. of Sciences 267, p. 155-155)
- Dieterich J.H. (1970). Computer experiment on mechanism of finite amplitude fold. (Can. Jour. of Earth Sciences 7 (2), p. 467).
- Donath F.A. (1961). Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. Geol. Soc. Amer. Bull. 72 n 6, p. 985-989).
- Donath F.A and Parker R.B. (1964). Folds and folding. (Geol. Soc. Amer. Bull, 75, 45-62).
- Donath F.A. (1969). Development of kink-bands in anisotropic rocks (Geol. Soc. Amer. Mem, n 115, p 453).
- Durney D.W (1972). Deformation history of the western helvetic nappes, Valais Switzerland. (Ph.D University of London).
- Fourmarier P. (1960-62) Les déformations mineures des roches (Schistosité, micro-plissement, foliation) dans les chaînes plissées de la zone méditerranéenne. (Extrait du livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot. Soc. Geol. de France. t. 1, p.57-82).
- Gamond J.F. (1972). Les plis coniques, analyse théorique et implications mécaniques. (Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Grenoble).
- Gariel O. (1959). Contribution à l'étude géologique du dôme de Remollon. (D.E.S. Grenoble).
- Gay N.G. (1968). The motion of rigid particles embedded in a viscous fluid during pure shear. (Tectonophysics 5 n 2).
- Ghosh S.K. (1966). Experimental tests of buckling of folds in relation to strain. ellipsoid in a simple shear deformation. (Tectonophysics, Vol 3, n 3, p. 169-185).
- Ghosh S.K. (1968). Experiments of buckling of multilayers which permit inter-layer gliding. (Tectonophysics, Vol. 6, n 3, p. 207-250).
- Gidon M. (1964-a). La tectonogénèse alpine dans le massif de la Grande Chartreuse (Isère et Savoie). (C.R. Ac. Sc. Paris, t 258, p.3518-3519).
- Gidon M. (1964-b). Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes. (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t 40, p. 187-205).
- Gidon M. (1965). Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux. (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p.177-185).
- Gidon M., Pairis J.L, Arnaud H, Aprahamian J, Uselle J.P. (1970). Les déformations tectoniques superposées du Dévoluy méridional (Hautes Alpes). (Trav. Lab. Géol. Grenoble).

- Goguel J. (1953). Les conditions de déformation mécanique des roches. (Ann. Soc. Géol. Belgique. t 76,).
- Goguel J. (1963). L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. (Bull. Soc. Géol. Fr., 7<sup>è</sup> série, n° 1, p.20-33).
- Grandjacquet C, Haccard D et Lorenz C (1972). Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpins et apennins à partir du Trias. (Bull.Soc.Géol. Fr. Fasc. 4, p.158-162).
- Hancock P.L. (1972). The analysis of "en échelon" veins. (Geol. Mag. (G.B). 109 (3), p.269-276).
- Hansen E. (1971). Strain facies. (Springer-Verlag, Berlin).
- Haudour J et Sarrot J. (1961). Variations de faciès entre le Dôme de La Mure et ses bordures. (Colloque du Lias français, Chambéry).
- Hills S.E. (1963). Elements of structural geology. (John Wiley and Sons, inc. New-York).
- Hobbs B.E. and Talbot J.L (1966). The analysis of strain in deformed rocks (J.Geol. 74 p.500-513).
- Hobbs B.E. (1971). The analysis of strain in folded layers. (Tectonophysics, Vol. 11, p. 329-375).
- Hobbs D.W (1967). The formation of tension joints in sedimentary rocks : an explanation. (Nation. Coal Bord., Mining Res. Establi.) (Geol. Mag G.B, 104, n 6, p.550-556).
- Hubbert M.K. and W.W. Rubey. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. (Geol. Soc. Amer. Bull, 70, p.115-166).
- Jannetaz E. (1884). Mémoire sur le clivage des roches. (Bull. Soc. Géol. Fr 12, p. 211-236).
- Johnson A.M. (1969). Development of folds within Carmel Formation, Arches National Monuments, Utah. (Vol. 8, n 1, p. 31-78).
- Kerckhove C et Antoine P. (1964). Sur l'existence de failles de décrochement dans le massif des Bauges. (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 40, p 81).
- Kerckhove C (1969). La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Thèse - Grenoble, Géologie alpine, t. 45).
- Kiraly L. (1973). Thèse - Neuchatel.
- Knill J.L. (1960). A classification of cleavages with special references of the Gairnish District of the Scottish Highlands. (Inter. Geol. Congr. 21st Norden CR. p.317-322. Copenhagen).
- Kubler B. (1968). Evaluation quantitative du métamorphisme par les cristallinités de l'illite. (Bull. Contr. Rech. Pau. S.N.P.N. 2, p.385-394).
- Laubscher H.P. (1972). Somme overall aspects of Jura dynamics. (Amer. Jour. of Sciences. Vol 272, p.293-304).



- Le Fort P. et Vernet J. (1968). Sur une nouvelle structure synclinale du massif du Pelvoux, le synclinal du col Colombe. (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 44, p. 153-155).
- Le Fort P. (1971). Géologie du Haut Dauphiné. Alpes Françaises. Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. (Thèse Nancy).
- Lemoine M. (1972). Rythme et modalité des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. (Geol. Rundschau. 61-3, p. 975-1010).
- Leutwein F., Poty B., Sonet J. et Zimmermann J.L. (1970). Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc. (C.R. Ac. Sc. Paris., t. 271, série D., p. 156-158).
- Lindström M. (1962). A structural study of the southern end of the French Jura. (Geol. Mag. Vol. XCIX, n°3,).
- Martini J. (1968). Métamorphisme des grès de Taveyannaz dû au passage des nappes helvétiques. (Bull. Soc. Miné. et Pétro. B 48 n° 2, p. 539).
- Masson H. (1971). Sur les mesures de la déformation dans les roches à linéation (Achantilonnage de polarité mixte). (Bull. de la Soc. Vaudoise des Sciences Naturelles, n° 337, Vol. 71, p. 1 à 23).
- Matthew P.E., Bond R.A.B. and Van der Berg J.J. (1971). Analysis and structural implication of a kinematic model of similar fold. (Tectonophysics Vol. 12, n° 2 p. 129-154).
- Mattauer K. et Séguret M. (1971). Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne (IV-4-1 à IV-4-24), in "Histoire structurale du golfe de Gascogne", éd. Technip, Paris).
- Maxwell J.C. (1962). Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area. New Jersey and Pennsylvania. (Geol. Soc. Amer. New York., 281-311).
- Mercier J., Vergely P., et Delibasis N. (1972). Déformation déduite de l'analyse des failles en surface et déformation déduite des mécanismes au foyer des séismes (Un exemple : la région de Papos, Chypre). (3 meeting of U.N.D.P.-Unesco Survey of seismicity of the Balkan region. Athènes).
- Montjuvent C. et Sarret Reynaud J. (1972). Existence probable d'un important accident structural du socle à la limite du Massif Central et du bassin de Paris. (Revue de Géogr. Phys. et de Géol. dyn. Vol 14., fasc. III., p. 297-304).
- Paris A. et Vialon P. (1968). Une solution possible au problème des plis transversaux à la direction de la chaîne alpine franco-italienne : les plis coniques. (C.R. Ac. Sc. t. 267., p. 2061-2064).
- Paterson M.S. and Weiss L.E. (1966). Experimental deformation and folding in Phyllite. (Geol. Soc. Amer. Bull. 77 p. 343-374).
- Pavoni N. (1961). Faltung durch horizontal verschiebung. (Eclog. Geol. Helv. 54., p. 515-534).
- Petiteville P. et Rivoirard R. (1959). Note préliminaire sur la stratigraphie et la structure de la région comprise entre Gap et Seynes Les Alpes. (C.R. som. de la Soc. Géol. de France. Fasc. 6., p. 139-141).

- Perriaux J. et Uselle J.P. (1968). Quelques données sur la sédimentologie des grès du Champsaur (Hautes Alpes). Trav. Lab. Géol. t. 44).
- Poty B. (1967). La croissance des cristaux de Quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont Blanc. (Thèse Nancy).
- Poty B. et autres auteurs (1970). Inclusions gazeuses et liquides des minéraux. (Bull. Suisse de Miné et Pétro. Band 50 heft 1).
- Poty B., Weisbrood A. et Stalder H.A. (1973). Température et pression de croissance des cristaux de Quartz des fentes alpines dans les Alpes Françaises et Suisses. (Bull. de la réunion annuelle des Sciences de la Terre. Paris. p. 343).
- Powell C.M.A. (1972). Tectonic dewatering and strain in the Michigamme slate, Michigan. (Geol. Soc. of Amer. Bull. V. 83., p. 2149-2158).
- Price J. (1966). Fault and jointing development in brittle and semi-brittle rock. (Oxford Pergamon).
- Price J. (1967). The initiation and development of asymmetrical buckle folds in non metamorphic competent sediment. (Tectonophysics, V. 4, n°2, p. 175).
- Ramberg H. (1964). Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. (Tectonophysics, Netherl. 1, n° 4, p. 307-341).
- Ramberg H. and Ghosh S.K. (1968). Deformation structures in the Hovin Group schists in the Hommelvik Hell region (Norway). (Vol. 6, n° 4, p. 311-330).
- Ramberg H. and Strömberg K.E. (1971). Experimental tests of modern buckling theory applied on multilayered media (Tectonophysics 11, n° 6, p. 461-472).
- Ramsay J.G. (1967). Folding and fracturing of rocks (Mc Graw-Hill, New York).
- Ramsay J.G. (1969). The measurement of strain and displacement in orogenic zone. (In "Time and place in Orogeny". Geol. Soc. London. Spec. public. 3, p. 44-75).
- Ramsay J.G. and Graham L.H. (1970). Strain variation in shear belts (Canadian Journal of Earth Sciences, 7, p. 786-813).
- Reboul J. (1962). Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand Renaud et du Pic d'Ornon près de Bourg d'Oisans (Isère). (Trav. Lab. Géol. Grenoble., t. 38, p. 121-146).
- Recq M. (1972). Sur la stabilité récente du massif des Maures et son indépendance par rapport aux régions environnantes. (C.R. Ac. Sc. Paris, t. 275, D, p. 333-336).
- Rodgers J. (1960-62). Emploi pratique de la schistosité (Livre à la mémoire de P. Fallot. Soc. Géol. Fr., t. 1, p. 83-96).
- Roedder E. (1967). In Barnes H.L. Géochimie de hydrothermal ore deposit. (Holt, Rinehart and Winston).



- Rosset J. (1957). Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute Savoie). (Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France. N° 247).
- Ruhland M. (1972). Aperçu sur la géologie des Vosges. Livre jubilaire du club vosgien. (Bull. du Service de Géol. de l'Alsace-Lorraine, p.17-31).
- Ruhland M. et Hirlemann G. (1973). Tectonique du socle vosgien et de la bordure du fossé rhénan au Tertiaire. (Bull. de la réunion annuelle des Sciences de la Terre, p. 373).
- Rumeau J.L et Sourrisse C. (1972). Compaction, diagénèse et migration dans les sédiments argileux. (Bull. Centre de Recherches. Paris. SNPA. 6, 2, p. 313-345).
- Saliot P. (1973). Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises, répartition et signification. (2ème colloque suisse "Les métamorphismes dans les Alpes" Fribourg).
- Sarrot Reynaud J. (1965). Style tectonique et morphologie de la bordure occidentale de la chaîne de Belledonne au Sud d'Allevard. (Trav. Lab. Géol. Grenoble., t. 41, p. 7-32).
- Secor D.T. (1965). Role of fluid pressure in jointing. (Am. J. Sciences, 263, p.635-646).
- Siddans A.W.B. (1972). Slaty cleavage, a review of Research since 1815. (Earth Sciences Rev. Vol. 8, n 2, p.205-232).
- Smith R.G. (1963). Physical chemistry. (Addison Wesley Reding, New York).
- Tan B.K. (1973). Determination of strain ellipses from deformed ammonoids. (Tectonophysics, Vol. 16, n.1-2).
- Turner F.J. and Weiss L.E. (1963). Structural analysis of metamorphic tectonites (Mc Craw-Hill, New York).
- Vernet J. (1961). La zone Pelvoux-Argentera (Thèse), paru en 1966 au Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 275).
- Vialon P. (1966). Etude géologique du massif cristallin de Dora Maira. Alpes Cottiniennes internes (Thèse-Grenoble). 283 p.
- Vialon P. (1966). Méthodes de l'analyse structurale. Applications à la géologie alpine (Thèse-Grenoble).
- Vialon P. (1968). Clivages schisteux : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg d'Oisans. (Trav. Lab. Géol. Grenoble., t.44).
- Vialon P. (1973). Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. (2ème colloque suisse "Les métamorphismes dans les Alpes". Fribourg.).

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le

Le Président de la thèse

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université  
Scientifique et Médicale